



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

SAN FRANCISCO ARRIBA

(6074-I)

Santo Domingo, R.D. Abril 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

- Ing. José Ignacio Ramírez Merino (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. José Ignacio Ramírez Merino (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. José Ignacio Ramírez Merino (INYPSA)
- Dr. Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

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

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

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

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

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

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

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

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

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto: Cordillera Septentrional, sector Occidental
- 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 San Francisco Arriba está situada en el noroeste de la República Dominicana perteneciendo en su práctica totalidad al dominio de la Cordillera Septentrional. Sólo la esquina sudoccidental corresponde al dominio del Valle de Cibao.

El relieve es muy contrastado, entre los menos de 40 m s.n.m. del valle de río Yásica en el extremo nororiental de la Hoja, y las cotas de 1249 m que se alcanzan en la Loma Diego de Ocampo, la cual constituye la mayor elevación de la cordillera.

Aflora una sucesión geológica que abarca un intervalo de edades comprendido entre el Cretaceo y la actualidad.

La parte inferior de la sucesión estratigráfica está constituida por el complejo de arcos-isla del Cretaceo-Paleoceno, denominado Complejo de Pedro García, que presenta una naturaleza intrusiva y composición básica a intermedia con flujos volcanoclásticos intercalados. Sobre éste se dispone la Fm. Los Hidalgos, de naturaleza mixta vulcanosedimentaria, composición calcárea y tuffítica y edad Eoceno inferior-medio.

Estas unidades registran la deformación producida por el evento colisional entre la placa norteamericana y la caribeña, cuyo final se produce en el Eoceno superior, y a partir del cual se generan diversas cuencas de tipo turbidítico debido al régimen transtensivo izquierdo producto de la convergencia oblicua entre ambas placas.

Así, durante el resto del Paleógeno y hasta el Mioceno inferior-medio, se sedimentan las Fms. Altamira y La Toca en el sentido de de naturaleza fundamentalmente siliciclástica.

En el Neógeno se produce una nueva fase de reorganización tectónica que termina con la mayoría de cuencas turbidíticas paleógenas, y con la instalación en el Dominio del Valle del Cibao de una plataforma marina somera donde se depositan las Fms. Cercado, de naturaleza siliciclástica, Gurabo, de naturaleza margosa, Mao Adentro, de naturaleza calcárea, y Mao, de nuevo siliciclástica. Esta última es la única representada en la Hoja de San Francisco.

En el Mioceno superior, una importante transgresión produce la instalación de materiales marinos que cubren todas las unidades, pero que muestran una tendencia somerizante, con la instalación de plataformas carbonatadas someras en todo el dominio de la Cordillera Septentrional. (Fms Villa Trina y Los Haitises).

Finalmente, en el Plioceno superior o Pleistoceno, se produce la elevación final de la Cordillera Septentrional, y la génesis de diversos sistemas de abanicos aluviales que se instalan hacia la cuenca del Cibao.

Las formaciones cuaternarias más recientes son principalmente deslizamientos y conos de deyección cuyo depósito está relacionado con la última creación de relieve, además de la formación de la pequeña llanura aluvial del río Yásica.

La estructura regional se genera en un contexto transpresivo levógiro producido por la convergencia oblicua entre las placas norteamericana y caribeña. En la Cordillera Septentrional se produce una intensa fracturación regulada por desgarres sinestrales con una cierta componente inversa, que, en conjunto configuran un domo de geometría anticlinal "en flor" elevado más de 2000 m.

ABSTRACT

The San Francisco Arriba sheet is located in the northwest of the Dominican Republic, covering the entire domain of the Cordillera Septentrional. Only the southwestern corner corresponds to the Valle del Cibao domain.

The relief shows high elevation contrast, ranging from less than 40 m.a.s.l., in the Yásica River valley in the northeastern edge of the sheet, to elevations approaching 1,249 m in the Loma Diego de Ocampo highs, which is the highest elevation in the range.

The Pedro García island-arc complex, ranging in age from Cretaceous to Paleocene constitutes the base of the stratigraphical section that shows an intrusive nature and basic to intermediate composition with interbedded volcanoclastic flows. Los Hidalgos Fm lies unconformably over the former Pedro García complex and has a mixed volcanosedimentary nature consisting of calcareous and tuffaceous composition of Lower to Middle Eocene age.

These units exhibit deformation produced by a collisional event between the North American and Caribbean Plates that ends during the Upper Eocene. A series of turbiditic basins related to a left lateral transtensive tectonic event form as a result of oblique convergence between the two plates.

Thus, during the remainder of the Paleogene and up to the Lower-Middle Miocene period, the mainly siliciclastic and occasionally carbonaceous Altamira – along with its respective members El Ranchete, Cañada Bonita and El Limón – and La Toca Formations were deposited.

The onset of a new tectonic reorganizational phase during the Neogene Period ends with most Paleogene turbiditic basin deposition and gives way to the installation of a shallow marine platform in the Valle del Cibao domain in which the siliciclastic Cercado Fm is deposited together with the marly, calcareous and siliciclastic Mao Adentro, Gurabo and Mao formations respectively. The latter formation is the only one that is represented in the San Francisco sheet.

An important transgression occurs during the Upper Miocene whereby sedimentary materials of marine origin cover all the units. These materials exhibit an upward shallowing tendency leading to the installation of shallow marine carbonate platforms that cover all of the Cordillera Septentrional Domain (Villa Trina and Los Haitises Fms).

Lastly, in the Upper Pliocene-Pleistocene final uplift of the Cordillera Septentrional Domain leads to the formation of several alluvial fans located toward the Cibao basin.

The more recent Quaternary formations correspond mainly to materials associated with landslide processes and alluvial fan deposits whose deposition is linked to the most recent phase of topographical relief formation, including the formation of the Yaque del Norte River alluvial plain.

The overall regional structure is generated within the context of a compressional stress (oblique convergence) or a sinistral transpressive system. Intense fracturing occurs in the Cordillera Septentrional that is regulated by sinistral wrenching linked to reverse faulting, which altogether display a “flower” structure antiform that has been uplifted more than 2,000 meters.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Metodología	1
1.2. Situación geográfica, fisiografía y economía	4
1.3. Marco Geológico	7
1.4. Antecedentes	13
2. ESTRATIGRAFIA	16
2.1. Dominio de la Cordillera Septentrional	16
<u>2.1.1. Cretáceo superior- Paleógeno</u>	<u>24</u>
2.1.1.1. Complejo de Pedro García (2). Rocas vulcanoclásticas y piroclásticas de tipo andesítico y basáltico. Cretáceo superior-Eoceno inferior. K_2-E_1	24
2.1.1.2. Tonalitas (1). Complejo de Pedro García. Cretáceo superior-Eoceno inferior. K_2-E_1	26
2.1.1.3. Formación Los Hidalgos (3). Calizas recristalizadas de colores grises y verdosos, estratificadas en capas gruesas, y tufitas cacáreas. Eoceno inferior-medio. P_2^{1-2}	27
<u>2.1.2 Eoceno medio-Mioceno inferior-medio.</u>	<u>28</u>
2.1.2.1. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (4). Alternancias de areniscas y arcillas. Localmente, niveles conglomeráticos. Eoceno superior-Oligoceno. $P_2^3-P_3$	29
2.1.2.2. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (5). Brechas y conglomerados con cantos de andesitas y calizas. Eoceno medio-superior. P_2^{2-3}	31
2.1.2.3. Formación Altamira. Miembro El Limón inferior. (8). Conglomerados polimícticos clastosoportados. Oligoceno superior. P_3	32

2.1.2.4. Formación Altamira. Miembro El Limón intermedio. (9). Alternancias rítmicas de areniscas y margas arcillosas con intercalaciones métricas a decamétricas de calizas micríticas blanquecinas y/o calizas arrecifales en ocasiones slumpizadas. Oligoceno superior. P ₃	33
2.1.2.5. Formación Altamira. Miembro El Limón superior. (10). Conglomerados polimícticos clastosoportados. Oligoceno superior. P ₃	34
2.1.2.6. Formación Altamira. Miembro La Pocilguita. (11). Alternancias rítmicas de areniscas y arcillas margosas. Localmente, niveles carbonatados "slumpizados". Oligoceno superior-Mioceno inferior-medio. P ₃ -N ₁ ²	35
2.1.2.7. Formación La Toca. (6). Alternancias rítmicas de areniscas y arcillas. Oligoceno-Mioceno inferior-medio?. P ₃ -N ₁ ²	36
2.1.2.8. Formación La Toca. (7). Conglomerados. Oligoceno. P ₃	37
<u>2.1.3. Mioceno inferior-medio.....</u>	38
2.1.3.1. Conglomerados de La Jaiba. (12). Conglomerados polimícticos en matriz areno-arcillosa. Mioceno inferior-medio. N ₁ ¹⁻²	38
<u>2.1.4. Mioceno superior-Plioceno Inferior</u>	39
2.1.4.1. Formación Villa Trina. (13). Calizas y margas calcáreas con niveles conglomeráticos. Mioceno superior. N ₁ ³	40
2.1.4.2. Formación Villa Trina. (14). Margas con intercalaciones de calizas <i>mudstone</i> y calizas coralinas. Mioceno superior-Plioceno. N ₁ ³ -N ₂	41
2.1.4.3. Formación Los Haitises. (15). Calizas micríticas y calizas arrecifales. Mioceno superior-Plioceno inferior. N ₁₋₂ ³⁻¹	44
2.2. Dominio de la Cuenca del Cibao	45
<u>2.2.1. Mioceno superior-Plioceno superior.....</u>	46
2.2.1.1. Fm. Mao. (16). Arenas masivas. Plioceno medio-superior. N ₂ ²⁻³	46
2.2.1.2. Fm. Mao. (17). Margas blancas con abundante fauna marina somera. Plioceno superior. N ₂ ³	47
2.3. Cuaternario.....	47
<u>2.3.1. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial.....</u>	48

2.3.1.1. Abanicos aluviales antiguos (18). Conglomerados polimícticos en matriz arcillo-arenosa. Pleistoceno. Q ₁₋₃ . Abanicos aluviales modernos. (25). Conglomerados, arenas, limos y arcillas. Holoceno. Q ₄ . Conos de deyección (22). Cantos, gravas, arenas y arcillas. Holoceno.Q ₄	48
2.3.1.2. Terrazas altas (19). Conglomerados con cantos redondeados. Pleistoceno. Q ₁₋₃ . Terrazas medias (20). Conglomerados con matriz arenosa. Pleistoceno. Q ₁₋₃	49
2.3.1.3. Llanura de inundación (27). Gravas y cantos, arenas y limoarcillas. Holoceno. Q ₄	49
2.3.1.4. Aluviales (28). Cantos, gravas, arenas y arcillas. Holoceno. Q ₄	50
2.3.1.5. Zonas endorreicas, ciénagas. (23) Arcillas ricas en materia orgánica y limos. Holoceno.Q ₄	50
<u>2.3.2. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional.....</u>	<u>50</u>
2.3.2.1. Coluviones (22). Cantos, gravas, arenas y limos. Holoceno. Q ₄	50
2.3.2.2. Deslizamientos de ladera (26). Bloques, cantos, gravas y arcillas. Holoceno. Q ₄	51
<u>2.3.3. Depósitos kársticos.....</u>	<u>51</u>
2.3.3.1. Fondos de dolina. (23). Arcillas rojas de tipo <i>Terra Rossa</i> . Holoceno. Q ₄	51
3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA	53
3.1. Petrología	53
<u>3.1.1. Petrología de las rocas del Complejo Pedro García (unidades cartográfica N^{os} 1 y 2).....</u>	<u>53</u>
3.1.1.1. Basaltos porfídicos y afaníticos, variablemente vesiculares	53
3.1.1.2. Dacitas y riolitas porfídicas, alteradas.....	54
3.1.1.3. Brechas y microbrechas basálticas, poligénicas, alteradas	54
3.1.1.4. Tobas máficas cristal-líticas y cristal-vítreas, masivas	55
3.1.1.5. Areniscas y microconglomerados volcanoclásticos, masivas	56
3.1.1.6. Tonalitas y trondhjemitas alteradas.....	56
3.2. Geoquímica	57

<u>3.2.1. Geoquímica comparativa de las rocas de los complejos de basamento de arco de isla del sector occidental de la Cordillera Septentrional</u>	<u>57</u>
3.2.1.1 Descripción geoquímica de los materiales.....	57
3.2.1.2. Toleitas de arco isla (IAT), grupo I	59
3.2.1.3. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II.....	59
3.2.1.4. Andesitas calco-alcalinas, grupo III	60
3.3. Dataciones absolutas	67
4. TECTÓNICA.....	75
4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional y Cuenca de Cibao	75
4.2. La estructura de la Hoja de San Francisco Arriba (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional).	81
<u>4.2.1. La estructura de los bloques de Altamira y la Toca</u>	<u>85</u>
<u>4.2.2. La estructura asociada a la falla de Camú</u>	<u>87</u>
<u>4.2.3. Estructura de la Cuenca de Cibao</u>	<u>87</u>
4.3. Principales discordancias y edad de la deformación	88
4.4. Tectónica activa y sismicidad	90
5. GEOMORFOLOGÍA	95
5.1. Análisis geomorfológico	95
<u>5.1.1. Estudio morfoestructural</u>	<u>96</u>
5.1.1.1. Formas estructurales.....	96
5.1.1.2. Formas fluviales	97
5.1.1.3. Formas gravitacionales	97
5.1.1.4. Formas poligénicas o de difícil adscripción.....	98
5.1.1.5. Formas y elementos de meteorización química.....	98

5.2. Evolución e historia geomorfológica	98
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	101
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	105
7.1. Hidrogeología.....	105
<u>7.1.1. Climatología e hidrología</u>	<u>105</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>106</u>
7.2. Recursos minerales.....	108
<u>7.2.1. Sustancias energéticas.....</u>	<u>108</u>
<u>7.2.2. Rocas industriales y minerales metálicos</u>	<u>108</u>
7.2.2.1. Minerales Metálicos.....	108
7.2.2.2. Rocas Industriales.....	109
7.2.2.3. Potencial Minero.....	110
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	111
8.1. Introducción	111
8.2. Relación de los L.I.G.....	111
9. BIBLIOGRAFÍA.....	115

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. (INYPSA), 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 TYPSA) 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 (Fig. 1.1.1):

Zona Norte:

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

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

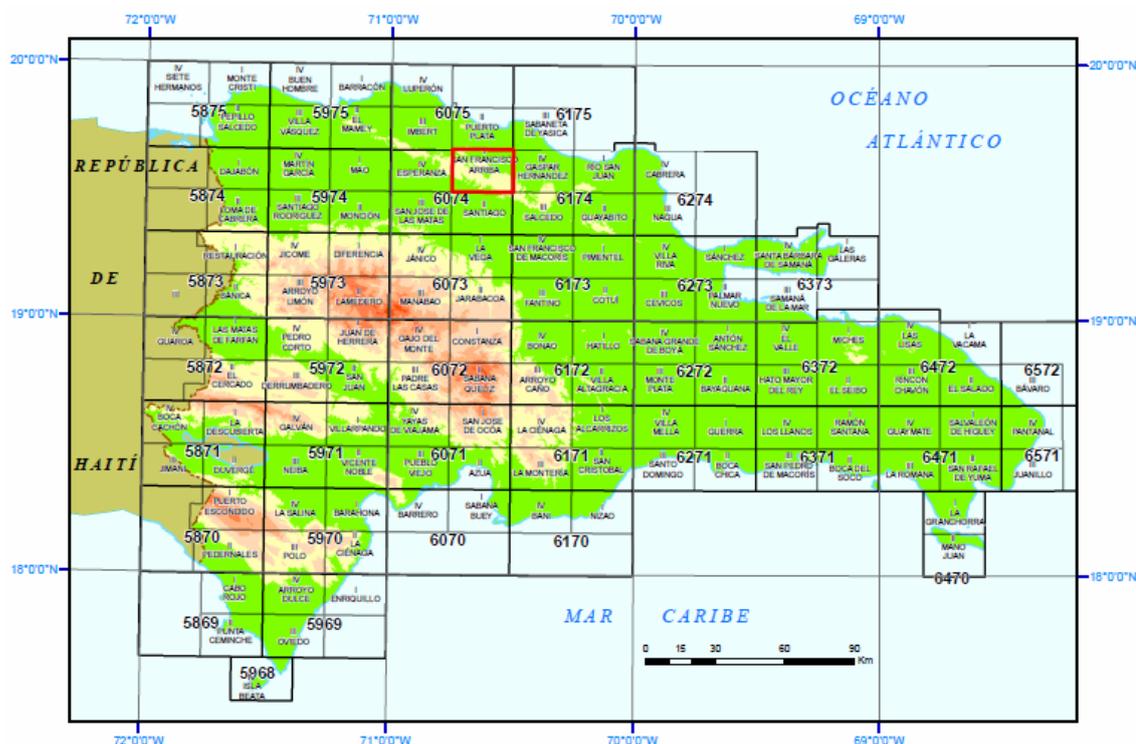


Fig. 1.1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de San Francisco Arriba.

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)

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 San Francisco Arriba 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 República Dominicana (Fig. 1.1.2).

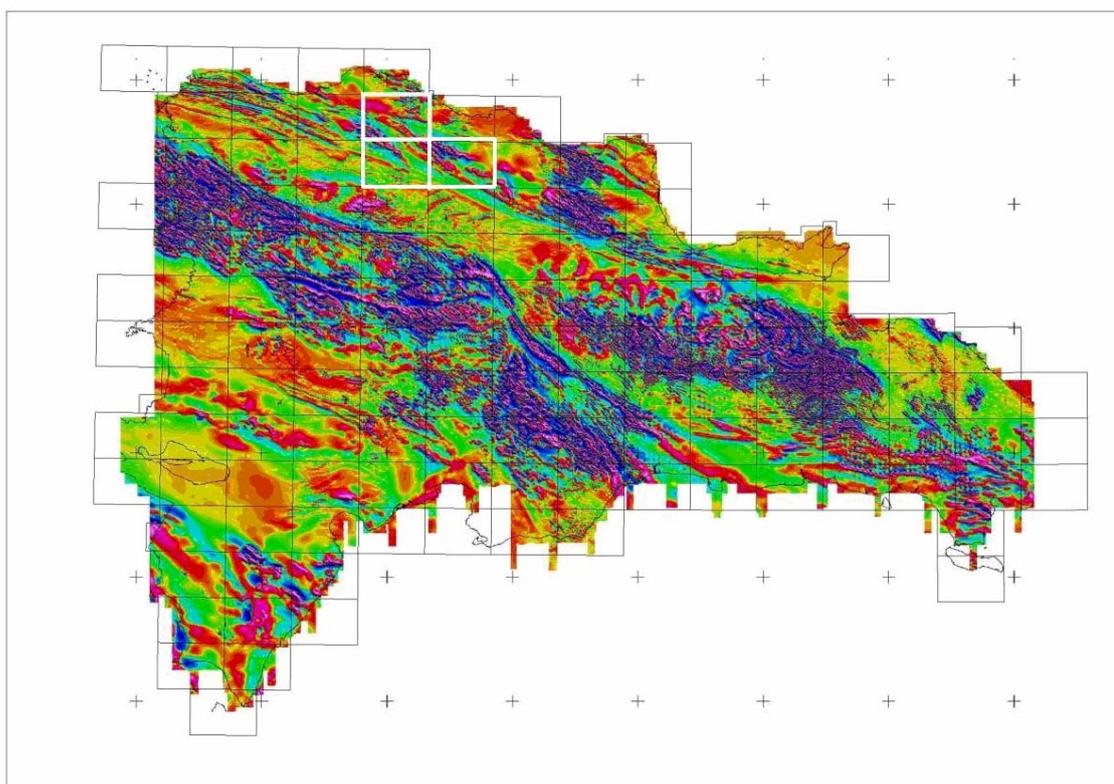


Fig. 1.1.2. Mapa de gradiente vertical de la República Dominicana. Se indica la situación de la Hoja de San Francisco Arriba, junto a sus vecinas de Esperanza (O) e Imbert (NO).

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 (Santiago, 6074).

1.2. Situación geográfica, fisiografía y economía

La Hoja de San Francisco Arriba (6074-I) está ubicada en el Noroeste de la República Dominicana, a unos 140 Km de la capital Santo Domingo por la Autopista Duarte y a unos 5 Km al Norte de Santiago de los Caballeros, segunda ciudad en importancia del país.

Desde el punto de vista fisiográfico, la mayor parte de la Hoja pertenece a la Cordillera Septentrional, constituyendo un fuerte relieve montañoso que domina sobre el Valle del

Cibao, el cual se trata de un territorio llano que ocupa un pequeño espacio de la esquina sudoccidental (Ver Fig. 1.2.1.).

DOMINIOS FISIAGRÁFICOS DE LA REPÚBLICA DOMINICANA (Modificado de De la Fuente 1976)

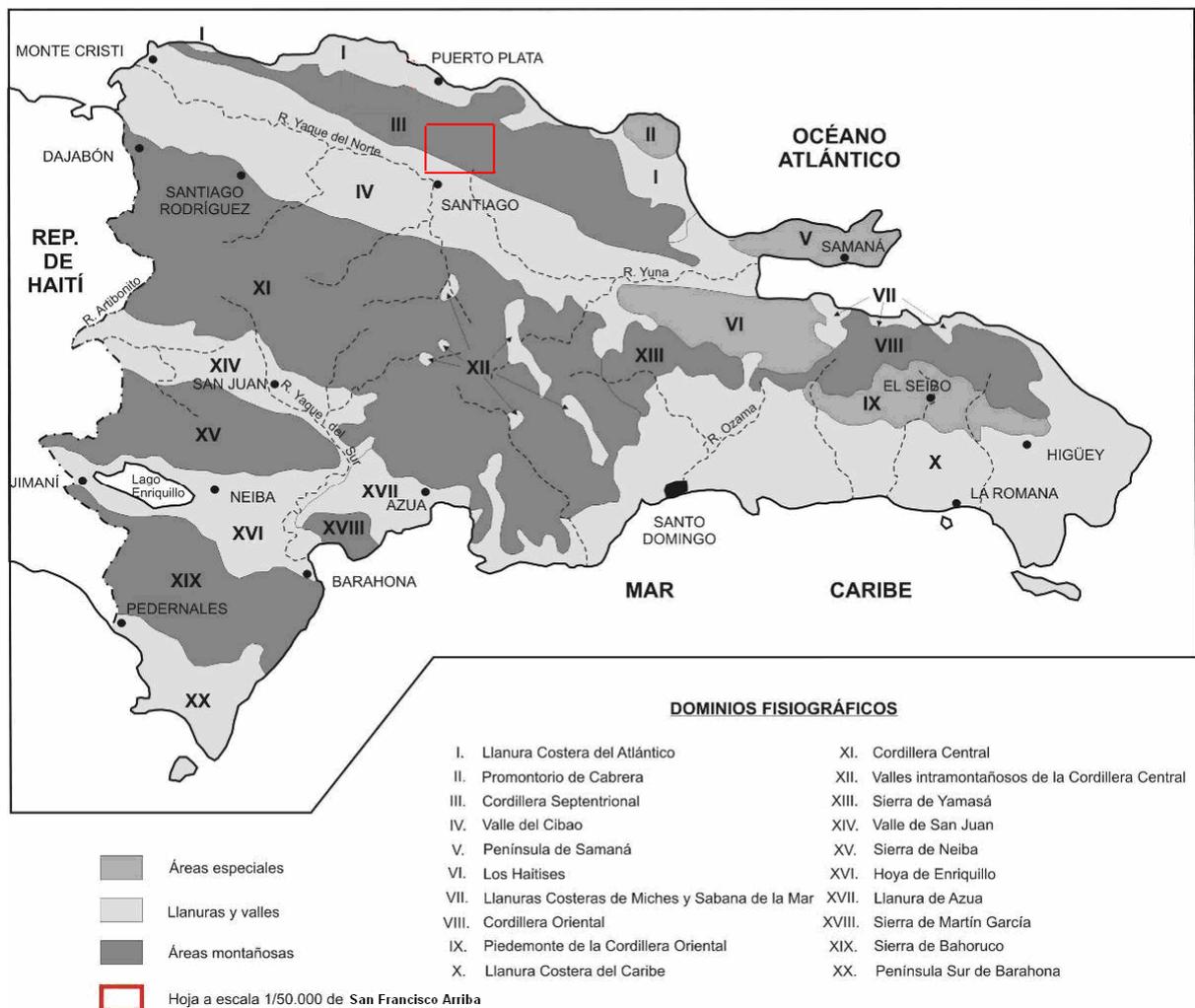


Fig. 1.2.1. Esquema de situación de la Hoja de San Francisco Arriba en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana

La línea de cumbres de la Cordillera alcanza su cota máxima en la Loma Diego de Ocampo (1249 m), perdiendo paulatinamente altura en dirección ESE a través de la Loma El Ranchito (895 m). Otras alineaciones montañosas paralelas alcanzan cotas comprendidas entre los 800 y 1000 m, de entre las cuales pueden mencionarse las Lomas de El Congo-El Alto del Jamo (900 m), Palo Alto (984 m) y Boca del Licey (1070 m). El relieve de la Cordillera Septentrional es asimétrico, siendo la vertiente meridional muy escarpada debido a la existencia de la Falla Septentrional, que genera diferencias de cotas que superan los

1000 m en la Hoja respecto a la Cuenca del Cibao. Esta vertiente enlaza con el fondo del valle del Cibao mediante dos sistemas de abanicos aluviales que producen la bajada de las cotas hasta los 80-100 m.

El Valle del Cibao presenta una orografía de gran planitud, a través de la cual discurre la llanura aluvial del río Yaque del Norte ya en la vecina Hoja de Santiago.

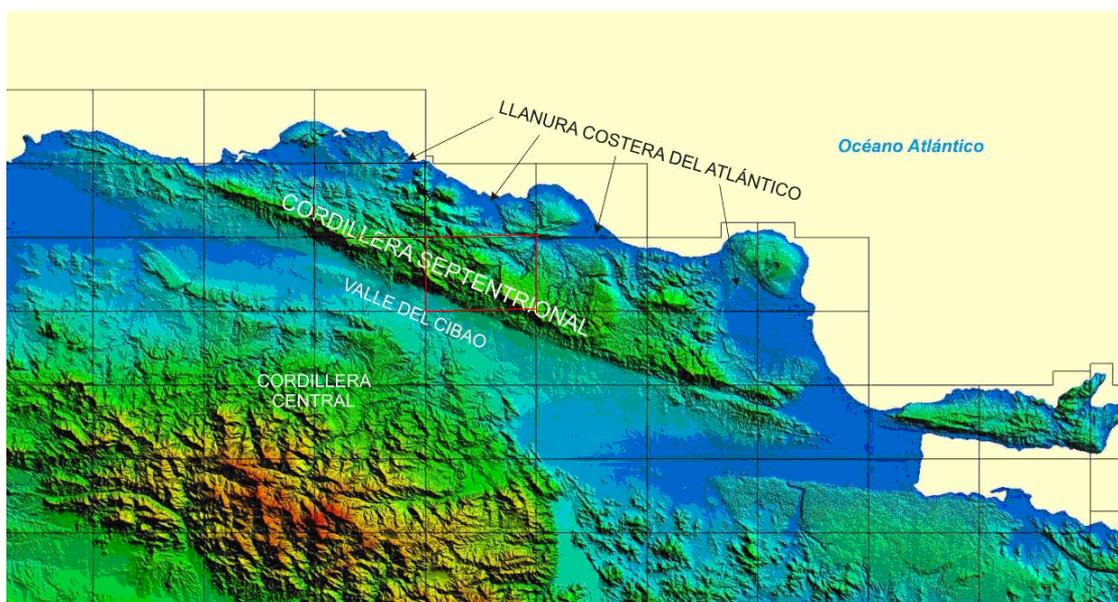


Fig. 1.2.2. Modelo digital del terreno de la Cordillera Septentrional y situación de la Hoja de San Francisco Arriba.

Una divisoria hidrográfica principal atraviesa la Hoja desde la Loma Diego de Ocampo pasando por las de Satanás, Palo Alto, Las Yayitas y Boca del Licey, al N de la cual la red fluvial es tributaria de los ríos Yásica y Grande. Al sur de la misma, el terreno es tributario del río Yaque del Norte, el cual constituye el río más largo (296 Km) y de mayor cuenca (7044 Km²) de toda la República Dominicana, a través de sus afluentes Arroyo Quinigua y los ríos Jacagua, Gurabo y Licey. Otros pequeños cauces tienen carácter estacional. Hay que resaltar el intenso aprovechamiento de los recursos hídricos, existiendo numerosos canales que retraen recursos a los cauces y los distribuyen con fines agrícolas.

El clima en la región es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de los 26°C en la estación de Santiago. Sin embargo, existe un acusado control altitudinal de las temperaturas, dada la fuerte orografía de la Cordillera, que las suaviza en las altas lomas. También las precipitaciones medias anuales se ven

influenciadas por la topografía, variando regionalmente desde los 1800 mm/anuales de Puerto Plata en la costa a los 1089 mm/anuales de Santiago y Valle del Cibao, pasando por los 2000 mm/anuales de Altamira, situado en el centro de la Cordillera.

Desde el punto de vista administrativo, la Hoja pertenece a las provincias de Puerto Plata, Santiago y Espaillat. Los principales núcleos de población son San Francisco Arriba, Jacagua y Gurabo, todos ellos con unos pocos miles de habitantes y situados en el Valle del Cibao, siendo el resto de las localidades pequeños pueblos situados dentro de la Cordillera, como Yásica Arriba, Pedro García y Sonador.

La vegetación de la Hoja está dominada por bosque tropical húmedo. Algunas especies características son: Manacia (*Prestoea montana*), Aguacatillo, Abey (*Pithecellobium arboreum*), Cigua (*Nectandra coriacea*), Caoba (*Swietenia mahagoni*), Copey (*Clusia rosea*), Ruble (*Catalpa longissima*), Flamboyán (*Delonix regia*) o más raramente, el Guayacán (*Guaiacum officinale*). El sector del Valle del Cibao, en cambio, está prácticamente en su 100% cultivado, aunque dada su relativa mayor aridez, dominan especies de afinidad xerofítica como la Acacia espinosa (*Acacia farnesiana*) y el Cambrón (*Prosopis juliflora*).

Por último, la actividad económica en la zona está dominada por la agricultura, principalmente tabaco, plátanos y maíz en la llanura del Cibao, estando la agricultura en el sector de la Cordillera relegada al cultivo de víveres en pequeños conucos para el abastecimiento cotidiano de la población. Un importante recurso históricamente ha sido la explotación de numerosos yacimientos de ámbar como materia semipreciosa de uso en joyería, aunque la producción anual actualmente es muy inferior a la de décadas pasadas.

1.3. Marco Geológico

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, que ocurrió fundamentalmente en el periodo Eoceno-Mioceno Inferior y continúa en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas (Fig. 1.3.1). 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.



Fig. 1.3.1. Principales unidades morfoestructurales de La Española según Lewis y Draper (1990)

Por otra parte, basándose en su diferente historia geológica, la isla de la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas que han sido yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno Superior/Oligoceno (Mann et al., 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.3.2). Las rocas de estas unidades están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran las deformaciones relacionadas con la colisión oblicua arco-continente y, más recientemente, con la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois et al., 1983; Mann et al., 1991, 1995; Calais et al., 1995; Dolan et al., 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; Brink et al., 2009).



Fig. 1.3.2. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann et al. (1991): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle-Bahoruco. Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bonao-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José-Restauración; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

Los estudios realizados en la República Dominicana, entre ellos los que se enmarcan dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir diversas unidades o dominios geológicos (Ver Fig 1.3.3).

En la Hoja de San Francisco Arriba están representados dos dominios geológicos o tectono-estratigráficos que son prácticamente coincidentes con los dominios fisiográficos referidos en el epígrafe anterior. La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras uno corresponde a grandes rasgos a terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, el otro corresponde a una cuenca sedimentaria reciente de carácter autóctono en buena parte rellena de sedimentos posteriores a las principales etapas de deformación. Dichos dominios tectonosedimentarios son los siguientes:

- Dominio de la **Cordillera Septentrional y Península de Samaná**, limitado al Norte por el Océano Atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados en la Cordillera Septentrional pertenecen a diversos dominios sedimentarios depositados sobre distintos complejos de basamento. En la Cordillera Septentrional (Fig. 1.3.4) está representado 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 mêtanges de matriz serpentínica que igualmente incorporan rocas de alta presión (complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná); b) pequeños complejos de basamento dominados por rocas volcánicas y vulcanosedimentarias y con algunas intrusiones plutónicas, formados por fragmentos del arco de isla colisionado (El Carcheal, Palma Picada – o 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; Draper y Gutierrez Alonso, 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves et al. 2000; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela *et al*, 2008).

- Dominio de la **Cuenca del Cibao**, relleno por un conjunto de materiales de cobertera limitado al Sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior a Plioceno Superior, podría superar los 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional que constituye el límite Norte del dominio. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja, que incluye en la parte alta del Plioceno la formación de subcuencas, dispuestas de forma escalonada, en las que se acumularon grandes espesores de sedimentos. A estos materiales hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el valle del Cibao.

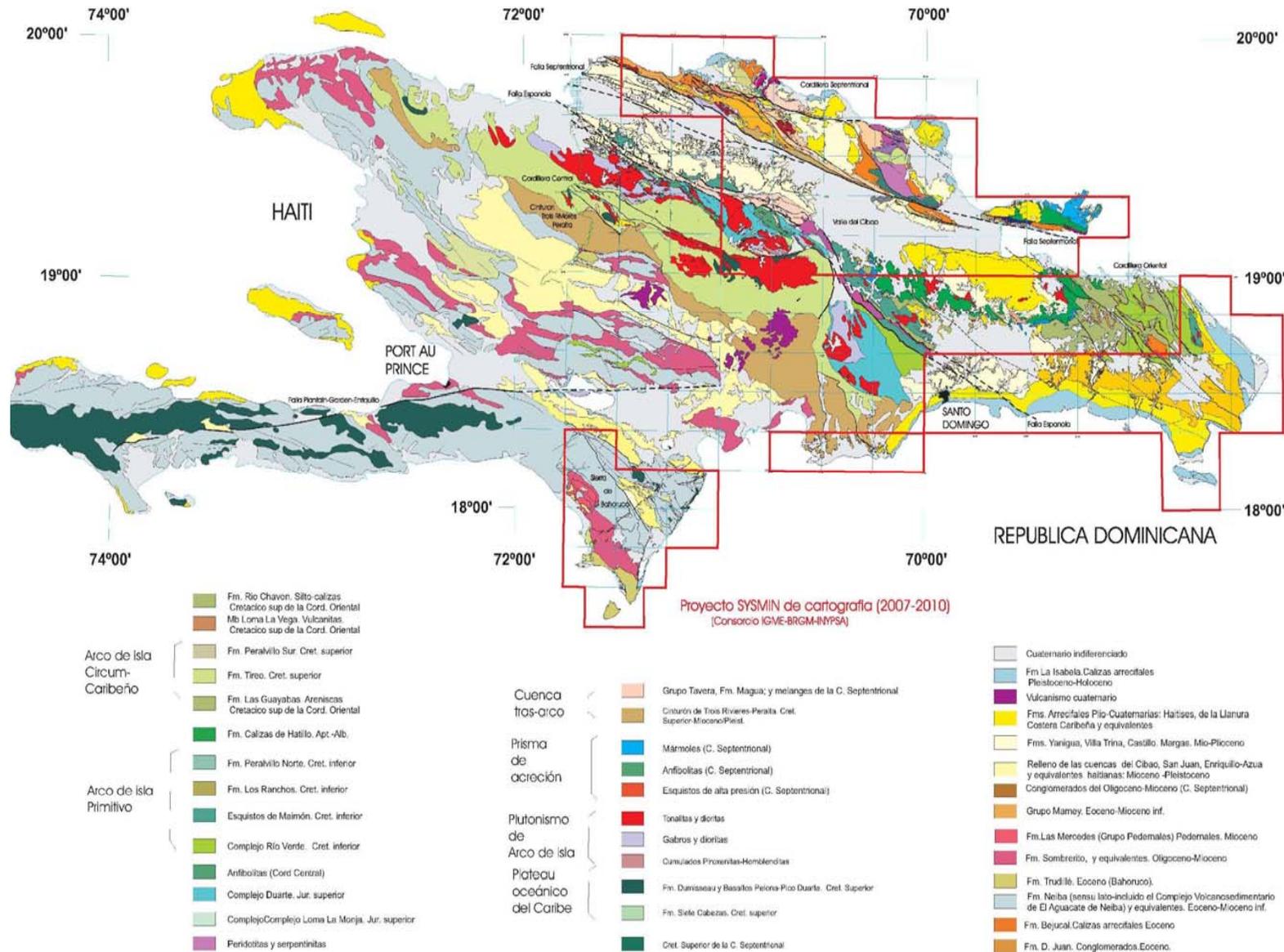
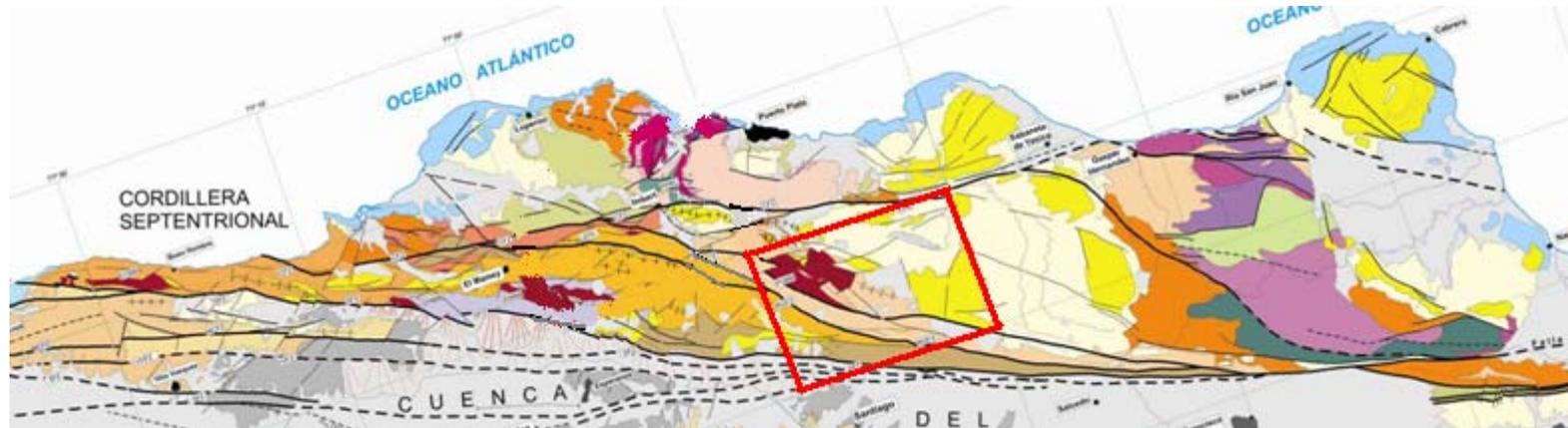


Fig. 1.3.3. Esquema geológico de La Española, actualizado de las cartografías de los Proyectos C, K y L del Programa SYSMIN. Se indica el ámbito geográfico y geológico del programa SYSMIN I



LEYENDA

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Cuaternario indiferenciado | | Fm San Marcos. Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Fm. La Isabela. Pleistoceno-Holoceno | | Brechas de matriz serpentinitica |
| | Grupo Yaque del Norte. Mioceno-Plioceno | | Fm Los Hidalgos. Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Fm Los Haitises. Plioceno | | Calizas de La Isla. ¿Eoceno Inf-Medio? |
| | Fm Villa Trina. Mioceno Sup.-Plioceno | | Fm Imbert. ¿Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Lutitas de La Jaguita y Calizas de Cuesta Blanca. Mioceno Inf.- Med | | Complejos de Pedro García-Palma Picada-El Cacheal. Cretácico-Paleógeno? |
| | Conglomerados de El Firme - Candela y La Piragua. Mioceno Inf.- Med | | Complejo de Puerto Plata. ¿Cretácico-Paleógeno? |
| | Unidad de Gran Mangle. Mioceno Inf-Medio | | Complejo de Puerto Plata. Peridotitas y serpentinitas |
| | Unidad de La Jaiba. Mioceno Inf.-Medio | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Unidad de Agua Clara. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Batolito del Río Boba: gabronoritas, gabros y tonalitas |
| | Fm Luperón. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Fm Altamira (Mbs El Limón y Pocilguita). Oligoceno-Mioceno Inf. | | Unidad de Loma El Morrito |
| | Fm Altamira (Mbs Ranchete y Cañada Bonita). Eoceno Sup.-Oligoceno | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Fm La Toca. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Anfibolitas y gneises maficos de La Cuaba |
| | | | Complejo de Río San Juan. Cretácico. Mélange serpentinitica de Jagua Clara, con bloques de eclogitas y esquistos azules |
| | | | Complejo de Río San Juan. Peridotitas serpentinizadas |

Fig. 1.3.4. Esquema geológico de la Cordillera Septentrional compilado a partir de los nuevos datos elaborados en el presente proyecto. La leyenda del sector occidental puede variar respecto a la de la Fig. 2.1.2. Para más precisión, se sugiere consultar ésta.

1.4. Antecedentes

El estudio de la geología en el sector septentrional de La Española es comparativamente más escaso que en otras regiones de la isla. Sin embargo, en los últimos 20 años, la aparición de varios trabajos regionales y el avance en los estudios petrológicos han supuesto un impulso al conocimiento geológico de este sector.

La abundancia, diversidad y buena conservación de los fósiles terciarios, principalmente moluscos, del Valle del Cibao llamaron la atención de los geólogos ya desde mediados del siglo XIX dando lugar a una serie de publicaciones por autores anglosajones entre las que destacan las de Sowerby (1850), Moore (1850), Lonsdale (1853), Heneken (1853), Gabb (1873), Pilsbury y Johnson (1917) y Pilsbury (1922). Los primeros estudios importantes se remontan a 1916. Durante la invasión estadounidense de la isla, la Doctora Carlota Joaquin Maury condujo una expedición en el transcurso de la cual fue recolectado un abundante material que dió lugar a una serie de publicaciones (Maury, 1917, 1919, 1922, 1929, 1931) en las que además de situar por primera vez los yacimientos paleontológicos se realiza un primer esbozo de la división estratigráfica de los materiales neógenos del Valle del Cibao. Igualmente, es en la década de 1920 cuando aparece el trabajo de Vaughan *et al.* (1921), uno de los trabajos más importantes que sienta las bases para la estratigrafía de la Cordillera Septentrional y el Cibao. Años más tarde, en la década de 1940 se produce un nuevo avance en el conocimiento de la geología del norte de La Española, merced a los trabajos de Dohm (1943), Beall (1943) y Bermúdez (1949), que aún estudiando amplios sectores de la República Dominicana, ofrecen importantes datos estratigráficos, sobre todo de la Cuenca del Cibao. A la vez de estos estudios se publican los primeros mapas geológicos que incluye la región septentrional de La Española. Por ejemplo, Dohm (1943) realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 en que utiliza las unidades de Vaughan *et al.* (1921).

Después de estos trabajos hay que dar un salto hasta las décadas de los 60 y 70, donde ya empiezan a aparecer varios trabajos importantes, que van a ir poco a poco precisando la estratigrafía y teniendo mayor cantidad de datos bioestratigráficos. Cabe destacar los estudios realizados a partir del trabajo de Tesis doctoral de Nagle en la región de Puerto Plata (Nagle, 1966, 1972), mientras que en el sur del Cibao es importante el trabajo de Palmer (1979).

En 1982, con motivo de la celebración de la 9ª Conferencia Geológica del Caribe, aparece un trabajo que va a servir de referencia en la estratigrafía a partir de su publicación, puesto que se empieza a configurar una organización estratigráfica parecida a la que existe hoy día (Eberle *et al.*, 1982). De esta manera la década de 1980 va a ser clave para la Cordillera Septentrional, puesto que encontramos además del citado anteriormente, los trabajos de Redmon (1982), en las sucesiones turbidíticas de la Cordillera Septentrional; Bourgois *et al.*, (1983), que constituye una de los primeros intentos de plasmar la evolución estratigráfica y tectónica de la Cordillera Septentrional; Mann *et al.*, (1984), que comienzan a obtener los primeros datos tectónicos de la Española en un marco geodinámico cada vez mejor definido, realizando los primeros estudios de sismicidad y neotectónica.

Siguiendo la cronología, encontramos el trabajo de Sanders (1986), realizado en la Cuenca del Cibao, que constituye también un trabajo de referencia sobre la estratigrafía y la paleontología estratigráfica de este dominio. Poco después, un importante trabajo regional (de Zoeten, 1988) llevado a cabo en el sector central de la Cordillera Septentrional va a constituir un gran avance desde el punto de vista de la estratigrafía, sedimentología y bioestratigrafía de este sector, y constituye la base de trabajos posteriores.

En 1991, con la publicación de un volumen especial de la Geological Society of America, dedicado a la geología y evolución tectónica del límite entre las placas caribeña y norteamericana (Mann *et al.*, 1991), se registra un gran volumen de trabajos que prácticamente abarcan todas las áreas de La Española con trabajos dedicados a varias disciplinas. En este volumen especial se encuentran diversos trabajos que afectan directamente al área de estudio de esta Hoja, en particular los trabajos de Zoeten y Mann (1991) en la parte central de la Cordillera Septentrional. A partir de estos trabajos se obtienen datos que han sido utilizados de manera crítica en la edición de las Hojas relativas a este sector de la Cordillera Septentrional, y han sido de gran utilidad para complementar datos y como punto de partida para observaciones puntuales a la hora del estudio de unidades complejas, en particular las unidades turbidíticas de las Fms. La Toca, Altamira y Las Lavas.

Posteriormente a los trabajos publicados en el volumen especial de 1991, en los años siguientes, la investigación se centra en el estudio de la tectónica activa y la sismicidad que se produce en el límite entre las placas del Caribe y Norteamericana, en particular en la Cordillera Septentrional, y dentro de ella, los estudios se focalizan al análisis geomorfológico y paleosísmico de la Falla Septentrional. Fruto de estas investigaciones, en 1998 se publica

un nuevo volumen especial de la Geological Society of America, en este caso dedicado a la tectónica de salto en dirección y de colisión en el borde norte de la placa del Caribe (Dolan y Mann, 1998), que recoge las ideas de algunos trabajos previos desarrollados en la misma línea de investigación (p. ej. Mann *et al.*, 1998). De los trabajos procedentes del citado volumen especial cabe destacar el de Mann *et al.*, (1998) sobre la geomorfología y paleosismicidad de la Falla Septentrional, trabajo en el cual además define varios de los sistemas de fallas que atraviesan las Hojas del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

También en 1999 se publica uno de los últimos trabajos relacionados con la geología regional de la parte central-occidental de la Cordillera Septentrional, donde de Zoeten y Mann (1999) realizan un análisis sedimentológico de las secuencias turbidíticas de tipo Altamira y ofrecen una revisión actualizada de la estratigrafía propuesta para ese sector de la Cordillera Septentrional en los trabajos previos (de Zoeten y Mann, 1991). Además, añaden un modelo de evolución geodinámica con la descripción e interpretación de diferentes eventos tectónicos que ocurren en la Cordillera Septentrional desde el Eoceno hasta la actualidad. Este trabajo también ha servido para obtener datos e ideas que se han tratado de corroborar o de revisar durante la realización de las Hojas.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Dominio de la Cordillera Septentrional

La Cordillera Septentrional está formada por unos complejos de rocas volcánicas, plutónicas y metamórficas, de edad Cretáceo-Paleógeno inferior, y de diversas características y orígenes, que constituyen el sustrato de las cuencas sedimentarias de edad Eoceno medio-Plioceno que se desarrollan discordantes a estos complejos.

Se localizan, por un lado, complejos formados mayoritariamente por rocas metamórficas, con rocas plutónicas y volcánicas en menor grado, situadas al norte de la Falla de Camú (Complejo de Puerto Plata), y de la Falla Septentrional (Complejo de Río San Juan, Nagle, 1979; Pindell y Drapper, 1991) y complejos de rocas ígneas, volcánicas y plutónicas (El Carcheal, Palma Picada y Pedro García), situados entre la zona de falla de Camú y la Zona de falla Septentrional, sin metamorfismo y con una cierta influencia de procesos vulcanosedimentarios (Eberle *et al.*, 1982; Muff y Hernández, 1986; Calais *et al.*, 1992). Estas diferencias en el sustrato dieron lugar a una primera división de la Cordillera Septentrional en bloques, propuesta por de Zoeten (1988), y seguida por de Zoeten y Mann (1991, 1999), donde definen tres bloques diferentes, denominados Bloque de Altamira, Bloque de La Toca y Bloque de Puerto Plata, separados por zonas de falla (Zona de falla de Río Grande y Zona de falla de Camú). Además de las diferencias en el sustrato de cada Bloque, también argumentan diferencias estratigráficas y sedimentológicas en las unidades sedimentarias depositadas sobre los complejos ígneos y metamórficos en cada Bloque, distinguiendo diversas formaciones, que ha dado lugar a una terminología estratigráfica amplia pero que, en ocasiones, ha resultado confusa. Por todo ello, en la Cordillera Septentrional, uno de los objetivos prioritarios de este proyecto ha sido el de comprobar la nomenclatura y criterios estratigráficos existentes previamente, y su funcionalidad. A partir de los nuevos datos cartográficos, estratigráficos y sedimentológicos obtenidos, se ha intentado establecer una estratigrafía conjunta para toda la Cordillera Septentrional de manera que se pueda entender mejor la evolución geológica de la cadena.

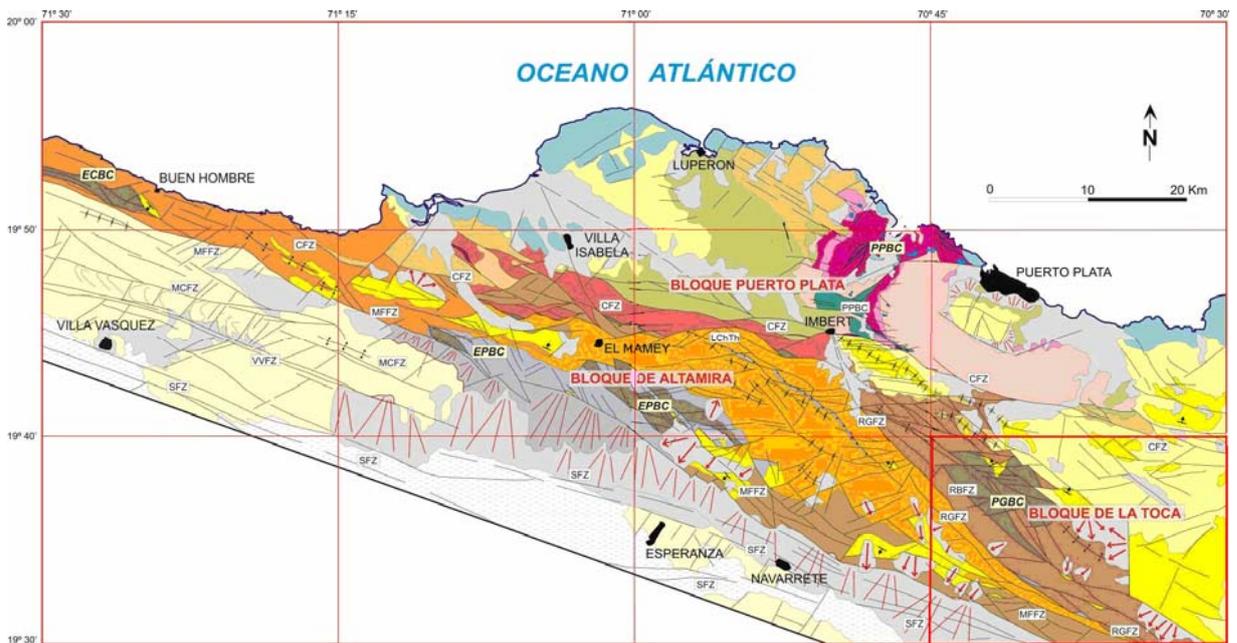


Fig 2.1.1.-Esquema Geológico del sector noroccidental de la Cordillera Septentrional. Aparece indicada la Hoja de San Francisco Arriba. Se incluyen los nombres de los bloques, complejos de basamento y principales estructuras citados en esta memoria, buena parte de ellos derivados o adaptados de Dolan et al., 1991; De Zoeten y Mann, 1991; 1999; y Mann et al., 1998).

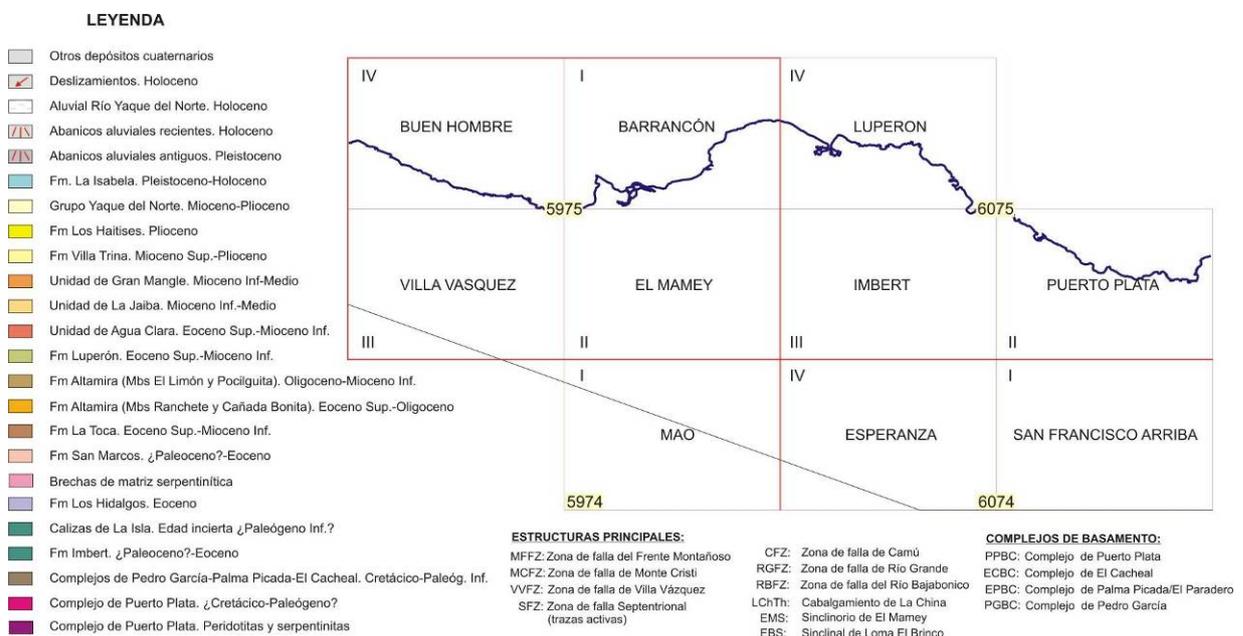


Fig 2.1.2.-Leyenda del Esquema Geológico de la Cordillera Septentrional.

La terminología de bloques puede resultar útil en la descripción de la estructura regional, pero su uso es cuestionable con fines estratigráficos, sobre todo si conlleva implicaciones genéticas. Para las rocas del sustrato pre-Eoceno (también denominados de manera genérica *complejos de basamento*), tiene sentido la mencionada separación entre los complejos con rocas de alta presión (Samaná, Río San Juan y Puerto Plata) y los complejos volcánicos y vulcanosedimentarios no metamórficos (El Cacheal, Palma Picada - o el Paradero - y Pedro García), por la diferente procedencia y origen de sus materiales. Sin embargo, durante el Paleógeno (y el Neógeno inferior) las cuencas sedimentarias desarrolladas sobre estos bloques tienen una cierta homogeneidad estratigráfica, al menos en los bloques de Altamira y La Toca, que justifica la propuesta de un nuevo esquema estratigráfico de la Cordillera Septentrional basado en *sectores*. En todos los sectores considerados, la sucesión estratigráfica se ha establecido con los mismos criterios, intentando la mayor correlación entre unidades, resultando en sucesiones distintas en el detalle aunque secuencialmente parecidas, que se relacionan bien con la evolución general de la cordillera.

En el esquema estratigráfico de la mitad occidental de la cordillera (Fig. 2.1.3) se han considerado dos sectores: *el sector de Imbert-Puerto Plata*, que coincide completamente con el referido bloque de Puerto Plata y *el sector de El Mamey-Altamira-La Toca*, que básicamente agrupa los bloques de Altamira y la Toca de de Zoeten (1988) y de Zoeten y Mann (1991, 1999), en donde se encuadra la Hoja de san francisco Arriba y da mayor relevancia a la zona de El Mamey, donde se han identificado formaciones (algunas de nueva denominación) de gran importancia para el conocimiento de la evolución de la cordillera.

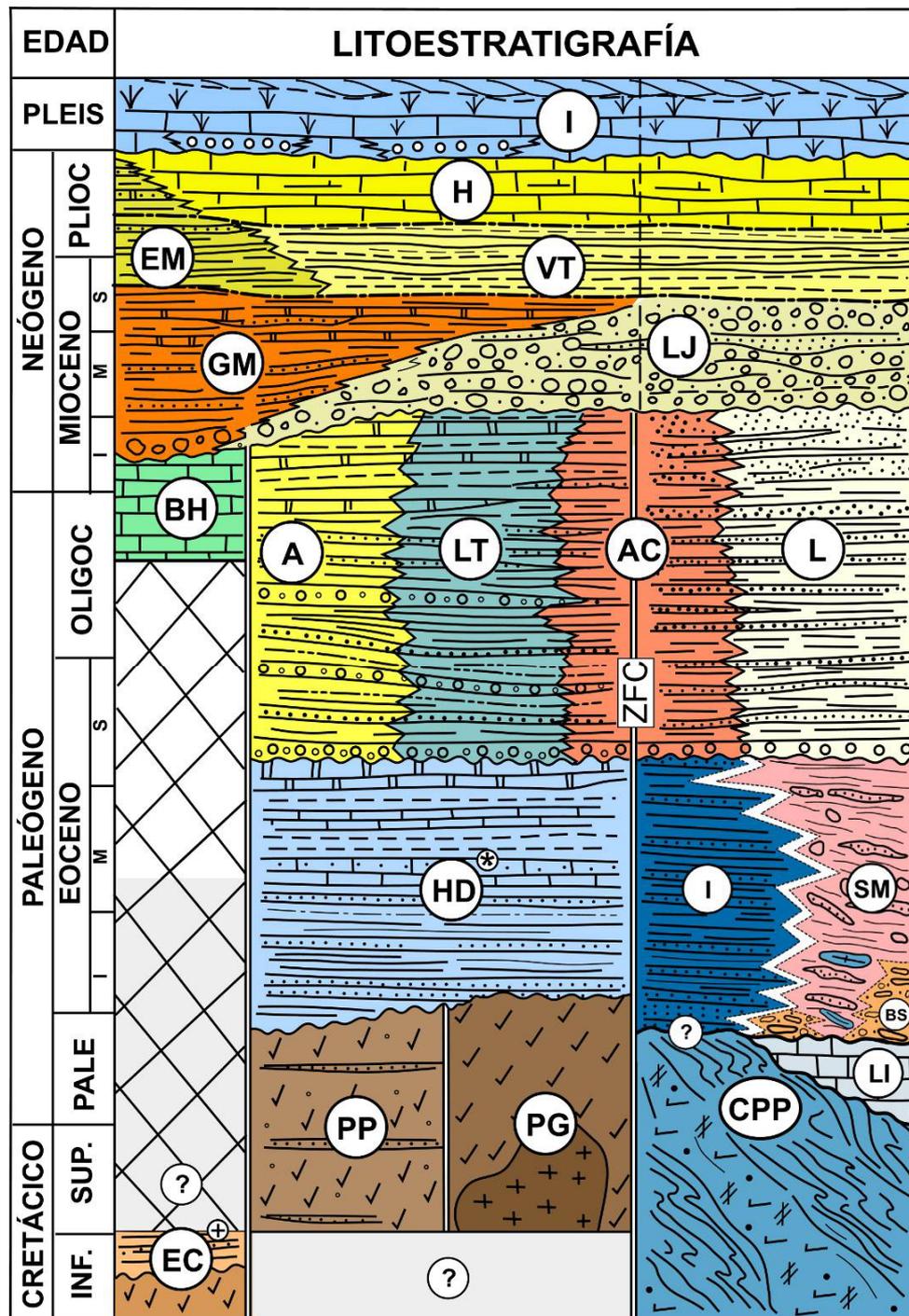


Fig. 2.1.3.- Esquema estratigráfico para la mitad occidental de la Cordillera Septentrional propuesto en el presente proyecto: Abreviaturas: (I), Fm La Isabela; (EM), Und El Morro; (H), Und Los Haitises; (GM), Und Gran Manglé; (LJ), Und La Jaiba; (BH), Und. Buen Hombre; (A), Fm Altamira; (LT), Fm La Toca; (AC), Und Agua Clara; (L), Fm Luperón; (HD), Fm Los Hidalgos; (SM), Fm San Marcos; (BS), Brechas serpentiniticas; (IB), Fm Imbert; (EC), Und El Cacheal; (PP), Complejo de Palma Picada; (PG); Complejo de Pedro García; (CPP); Complejo de Puerto Plata; (RSJ); (ZFC), zona de falla de Camú.

Sector de El Mamey-Altamira-La Toca

Con unos límites norte y sur bien definidos por las fallas de Camú y Septentrional, respectivamente, su enlace por el este con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández queda cubierto bajo extensos afloramientos de materiales del Mioceno Superior-Plioceno de las Fms. Villa Trina y Haitises, lo que dificulta la correlación estratigráfica entre ambos. Los materiales más antiguos, con una edad Cretácico-Paleógeno inferior, afloran en tres complejos de sustrato o basamento, de reducidas o medianas dimensiones, constituidos mayoritariamente por rocas volcánicas o volcanosedimentarias y rocas plutónicas subordinadas; son, de oeste a este los complejos de El Cacheal, Palma Picada – o el Paradero - y Pedro García (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986; Zoeten y Mann, 1991; Calais et al., 1992). Estos complejos comparten características petrológicas y estratigráficas, similar signatura geoquímica de tipo arco de isla y el mencionado rango de edad, más o menos bien acotado en la parte superior por la edad de las formaciones suprayacentes y con más incertidumbres en la parte inferior. El complejo de El Carcheal es el único de los tres en el que ha sido determinado el Cretácico Inferior (con Amonites, Bernardez, 2004); dataciones absolutas realizadas en el transcurso de este proyecto en una misma muestra de esta unidad han arrojado edades promedio de $122,7 \pm 0,3$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; roca total) y $90,9 \pm 0,5$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; dos fracciones de zircón magmático primario). En el caso del complejo Palma Picada, tres dataciones absolutas obtenidas también en el transcurso del proyecto en la Hoja de Imbert han arrojado edades de 64.26 ± 0.96 (Ar/Ar en Hbl; *plateau*), $50,4$ (Ar/Ar en Hbl; *plateau*) y 49.74 ± 0.47 Ma (Ar/Ar roca total; *plateau*), lo que en conjunto obligaría a ampliar el intervalo de edad de esta unidad hasta el Eoceno Inferior. Igualmente, otra tres dataciones del mismo origen obtenidas en el complejo de Pedro García, dan edades muy uniformes (todas Ar/Ar en Hlb; *plateau*) de 49.8 ± 2.9 , $47,3 \pm 0,6$, y $46,3 \pm 2,4$ Ma, confirmando una edad más moderna también para este complejo.

Sobre el complejo de Palma Picada – o de Paradero - aflora, a modo de cobertera de éste, la Fm Los Hidalgos (Fig. 2.1.3) que, constituida por calizas micríticas, tufitas y gravacas incluye la serie de Pozo Prieto de Calais *et al.*, (1992). Se le asignaba una edad aproximada Paleoceno-Eoceno Inferior (Eberle et al., 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999), pero según las dataciones por foraminíferos obtenidas en la propia formación y las dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada infrayacente, ésta se debe reajustar mejor al intervalo Eoceno Inferior-Eoceno Medio (o incluso, parte del Superior?)

Por encima de los complejos volcánico-plutónicos de basamento mencionados (y en su caso, de la Fm Los Hidalgos) se encuentran discordantes diversas unidades de carácter turbidítico que se desarrollaron en el intervalo Eoceno superior-Mioceno inferior. Estas unidades se han denominado de diversas formas en los trabajos previos y fundamentalmente corresponden a las Formaciones Altamira (Redmond, 1982), Las Lavas (de Zoeten y Mann, 1991) y La Toca (Redmond, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999). La cartografía en conjunto de todas estas unidades, y su estudio litoestratigráfico y sedimentario, han propiciado una reorganización de su estratigrafía que se justifica en el correspondiente *Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto* y se sigue en este capítulo, aunque sus repercusiones en la Hoja de Esperanza son restringidas al no estar representadas en ella algunas de las formaciones a las que aplica. Consiste en lo siguiente: se mantiene la Formación Altamira en la acepción original de de Zoeten (1988), en de Zoeten y Mann (1991 y 1999), que incluye un miembro basal conglomerático (miembro Ranchete) y un miembro de alternancia de areniscas, lutitas y conglomerados (miembro Cañada Bonita). Por encima de la Fm. Altamira, de Zoeten y Mann (1991; 1999) definen la Formación Las Lavas, que dividen también en dos miembros, un conglomerado basal con calcarenitas (miembro El Limón) y un miembro superior de alternancia de areniscas, lutitas y calcarenitas (miembro La Pocilguita). Como se explica en el *Informe estratigráfico y sedimentológico del Proyecto*, las características litológicas de los materiales de la Fm. Las Lavas son equivalentes a las de la Fm. Altamira. Además, no se ha podido demostrar la existencia de una discordancia entre ambas formaciones, como sugieren, lutitas y niveles de conglomerados. Su definición se debe también a de Zoeten y Mann (de Zoeten y Mann (1991), puesto que a lo largo de toda la sucesión existen distintos niveles de conglomerados y de calcarenitas que se interpretan como megacapas y en realidad corresponden a eventos de depósito dentro de la cuenca cuya base es marcadamente erosiva. Por esta razón, en la nueva terminología los materiales de la Fm. Las Lavas se incluyen de manera general dentro de la Fm. Altamira, y solamente en aquellas zonas donde los miembros de El Limón y La Pocilguita son cartográficamente diferenciables (principalmente en la Hoja de Esperanza), se mantiene su denominación como miembros de la Fm. Altamira, respetando la nomenclatura original de Zoeten y Mann (1991).

La Fm. Altamira se extiende desde de la transversal de El Mamey hacia al sureste, hasta la zona de falla de Rio Grande (Fig. 2.1.1). Al este de esta zona de falla, es sustituida por la Fm. La Toca (Redmon, 1982), que es una formación equivalente desde el punto de vista sedimentario, compuesta, como la anterior, por una alternancia de areniscas, lutitas y

niveles de conglomerados. Su definición se debe también a de Zoeten y Mann (1991, 1999) quienes la diferenciaron de la anterior por la distinta composición petrográfica de las areniscas y los conglomerados, hecho que evidencia otra área fuente pero parece insuficiente por sí sólo para justificar la separación de dos formaciones tan similares en su aspecto de campo. Aún así, por razones prácticas se ha preferido mantener en el esquema estratigráfico las dos unidades, con un límite bien marcado a la escala cartográfica por la falla de Río Gande, pero en realidad impreciso (¿o inexistente por cambio de facies?) a la escala de afloramiento.

En el extremo occidental de este sector de *El Mamey-Altamira-La Toca*, hacia el oeste de la transversal de El Mamey existen importantes diferencias en la estratigrafía, por primera vez recogidas en la cartografía de la cordillera (ver Hoja de El Mamey): la Fm. Altamira desaparece por completo bajo la acción erosiva de una nueva unidad turbidítica, la Unidad del Gran Manglé, de edad Mioceno Inferior-Superior (Calais et al., 1992), que se llega a apoyar sobre el complejo de El Carheal y constituye la unidad cartográfica más representada en el extremo occidental de la Cordillera Septentrional (Fig. 2.1.1).

Discordante sobre todas las unidades precedentes se encuentran sedimentos marinos de edad Mioceno superior a Plioceno que, tras una transgresión generalizada, muestran una evolución regresiva, desde materiales margosos con fauna pelágica agrupados en la Fm. Villa Trina, a diversos sistemas de plataformas carbonatadas someras que se han encuadrado dentro de la Fm. Los Haitises (Figs. 2.1.1 y 2.1.3). Estos materiales, o sus equivalentes, llegaron a cubrir prácticamente toda la Cordillera Septentrional, y se han mantenido en amplios afloramientos de su mitad oriental o en afloramientos más restringidos y frecuentemente pinzados por fallas, de su mitad occidental (Fig. 2.1.1). El ciclo regresivo se completó con el depósito de la Fm. La Isabela durante el Pleistoceno (Marcano y Tavares, 1982), circunscrita a la franja litoral y con características arrecifales muy similares a la Fm. Los Haites.

Sector de Imbert-Puerto Plata

Este sector, que ocupa la región noroccidental de la Cordillera Septentrional, se localiza al N de la Hoja de Esperanza, y se caracteriza por presentar una estratigrafía diferente al sector anterior. Las rocas sedimentarias que afloran al norte de la Zona de Falla de Camú se encuentran por encima de rocas metamórficas, plutónicas y volcánicas pertenecientes al

complejo de Puerto Plata, relacionado genéticamente con los complejos de subducción-colisión-exhumación situados más al E de la Cordillera Septentrional (complejo de Rio San Juan).

El complejo de basamento de Puerto Plata (CBPP) está constituido por diversas unidades de diferente litología. consiste en un cortejo más o menos organizado de bloques intensamente fallados de peridotitas masivas o serpentinizadas, cumulos de ultramáficos/piroxenitas y gabros, y una sucesión de rocas volcanoclásticas, basaltos y andesitas que se agrupan en la Fm Los Caños (Nagle, 1979). Estas rocas tienen un metamorfismo de bajo grado y ausencia de fábrica deformativa generalizada. La deformación que han sufrido estas rocas durante su emplazamiento o exhumación no han permitido realizar observaciones precisas sobre los primeros sedimentos depositados sobre el complejo de Puerto Plata, aunque en ocasiones, parecen reconocerse unas unidades compuestas básicamente por brechas de serpentinita que parecen tener un origen sedimentario.

En cualquier caso, la Fm. Imbert constituye la cobertera del CBPP (Nagle, 1979). Está compuesta por brechas en la base que pasan a alternancias de lutitas verdosas (tufitas?), arenicas y tobas laminadas, de edad Eoceno inferior (Pindell y Draper, 1991). Muestra unas facies características de tobas blancas, porcelanáceas, que alternan con niveles más lutíticos. Por encima y quizá lateralmente a esta unidad se encuentra la Fm. San Marcos, una unidad controvertida compuesta por un conjunto de cantos y bloques hasta decamétricos de rocas, en ocasiones exóticas (marmoles, esquistos azules, etc), inmersos en una matriz arcillosa con una marcada fábrica de tipo *scaly clay* con niveles muy discontinuos de areniscas laminadas.

La siguiente unidad correspondería a la Fm. Luperón (Nagle, 1979), que está compuesta por una sucesión de areniscas, lutitas y margas, con esporádicas calcarenitas y niveles de conglomerados. Esta unidad tiene una edad Eoceno superior-Mioceno inferior y muestra una amplia variabilidad de facies tanto en la vertical como lateralmente. En las Hojas de Imbert y El Mamey se ha diferenciado un equivalente lateral que corresponde a la unidad de Agua Clara, la cual se sitúa en posición intermedia entre la Fm. Luperón y la Fm. Altamira.

Por encima de la Fm. Luperón se ha reconocido una unidad fundamentalmente conglomerática, aunque también presenta importantes niveles de arenas, poco consolidadas, anaranjadas, similares a las que presenta la Fm. Luperón. Esta unidad, de nueva denominación, recibe el nombre de *Unidad de La Jaiba*.

Por último, en este sector también se encuentran materiales marinos equivalentes a la Fm. Villa Trina, discordantes sobre todo el resto de las unidades terciarias desde la zona de Puerto Plata (incluyendo la Loma Isabel de Torres) hasta Imbert y Luperón, donde sobre las facies de margas de cuenca se instalan los sistemas arrecifales cuaternarios de la Formación La Isabela (Marcano y Tavares, 1982).

2.1.1. Cretáceo superior- Paleógeno

Comprende las rocas más antiguas de la Hoja, pertenecientes al Complejo de Pedro García. También se incluyen en esta edad rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias agrupadas en la Fm. Los Hidalgos, cuya edad se ha establecido en este trabajo en el Eoceno inferior y medio

El Complejo de Pedro García está constituido por rocas volcánicas máficas y ácidas, brechas basálticas generalmente alteradas, tobas, depósitos vulcanoclásticos resedimentados y rocas sedimentarias volcanogénicas. Estas rocas son petrológicamente similares a las que constituyen el Complejo de Palma Picada en las Hojas de Imbert, El Mamey y Esperanza, aunque posiblemente existen rocas volcánicas y sedimentarias más recientes en el complejo de Pedro García. La única muestra analizada para geoquímica de roca total del Complejo constituye un intrusivo de composición gabroica con hornblenda.

2.1.1.1. Complejo de Pedro García (2). Rocas vulcanoclásticas y piroclásticas de tipo andesítico y basáltico. Cretáceo superior-Eoceno inferior. K_2-E_1 .

La presente unidad ocupa una buena parte del cuadrante NO de la Hoja, extendiéndose desde las proximidades de Pedro García por el SE hasta las lomas de La Paloma y La Damajagua por el NO, e incluyendo las lomas de El Alto de Guazaral y Las Ahuyamas.

En general, estos materiales dan lugar a los relieves dominantes en dicho sector, con cotas comprendidas entre los 700 y 900 m de altura, entre los que se encaja profundamente el río Yasica y su afluente el Arroyo de Pedro García.

Litológicamente, se trata de distintas rocas de naturaleza principalmente volcánica o vulcanosedimentaria. Se han observado rocas volcánicas de tipo lávico, brechas volcánicas y tufitas, rocas subvolcánicas granudas de tipo dolerítico y en menor proporción, rocas volcanoclásticas de tonos versicolores y tamaños de grano grueso a microconglomerático con una alta proporción de componentes detríticos líticos volcánicos, que se pueden denominar como areniscas volcanoclásticas microconglomeráticas.

Las rocas volcánicas lávicas coherentes incluyen basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos; basaltos con plagioclasa y clinopiroxeno vesiculares; basaltos andesíticos con plagioclasa, afaníticos; y andesitas porfídicas brechificadas y alteradas. Las intrusiones sinvolcánicas máficas incluyen gabros, melanogabros y melanodioritas hornbléndicas de grano grueso. Los depósitos piroclásticos consisten en tobas máficas líticas y cristal-líticas de grano grueso, masivas y variablemente alteradas. Como depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos aparecen tramos de areniscas tufáceas de grano grueso a microconglomeráticas, gradadas. Las descripciones detalladas de estos litotipos se pueden encontrar en el capítulo 3.

Una de las controversias sobre esta unidad es su límite superior, puesto que el inferior no llega a verse en ningún punto de la Cordillera Septentrional. Todos los contactos que limitan a la Fm. Pedro García en la Hoja de San Francisco Arriba son tectónicos, por lo que ha sido imposible de establecer las relaciones originales con la formación suprayacente.

Las muestras recogidas en el complejo para estudios geocronológicos dan unas dataciones absolutas (Ar/Ar en Hbl; *plateau*) de 49.8 ± 2.9 Ma, 46.56 ± 0.77 Ma y 44.03 ± 2.61 Ma respectivamente, lo que en conjunto obligaría a ampliar el intervalo de edad de esta unidad hasta el Eoceno Inferior por lo que se asigna al conjunto de la formación una edad Cretáceo superior-Eoceno inferior, coherentes con la del Complejo de Palma Picada en las Hojas de Imbert y Esperanza. La actividad volcánica se relaciona con el desarrollo del arco de isla correspondiente a esta edad.

2.1.1.2. Tonalitas (1). Complejo de Pedro García. Cretáceo superior-Eoceno inferior. K₂-E₁.

Estas rocas ígneas de naturaleza plutónica se localizan intruyendo a los materiales volcánicos del Complejo de Pedro García.

Se reconocen bien en el río Yásica aguas abajo de la localidad de Pedro García, donde afloran a lo largo de unos 2 km de su cauce. Se trata de un pequeño cuerpo granítico de composición tonalítica de apenas 1 Km² de extensión y forma ovalada en dirección NO-SE. Morfológicamente se encuentra en una zona deprimida con respecto a su entorno. También se han reconocido bloques y cantos sueltos de tonalitas en los depósitos aluviales del arroyo de Pedro García, aunque aquí no se han llegado a ver los afloramientos.

Las mejores condiciones de observación de estas rocas se dan en el lecho del río Yásica, que las atraviesa en dirección SE-NO, circulando muy próximo al contacto entre las tonalitas y las rocas volcánicas. En esta zona las rocas muestran muy poca alteración superficial y ofrece buenos afloramientos de formas alomadas. Son materiales fácilmente reconocibles por sus tonos gris claro y su gran dureza, que contrastan con las rocas más negruzcas de naturaleza volcánica entre las que se encuentran.

Se trata de rocas granudas, de grano grueso, fuertemente estructuradas, con una deformación que pasa de dúctil, en los bordes del *stock*, a dúctil-frágil y frágil, en el interior; siempre con desarrollo de fábricas planares (planos "C- S") muy penetrativas de dirección próxima a E-O y buzamientos altos hacia el S, lo que indica un emplazamiento sincinemático con la deformación del Complejo de Pedro García.

Macroscópicamente son rocas cuarzo feldespáticas, leucocráticas con un ligero tono verdoso debido a la hornblenda, y escasos máficos. Descripciones petrográficas detalladas de esta unidad se pueden encontrar en el capítulo 3

Dadas las dataciones realizadas en las rocas volcánicas entre las que se encaja el complejo ígneo, se les atribuye igualmente una edad Cretáceo superior-Eoceno inferior.

2.1.1.3. Formación Los Hidalgos (3). Calizas recristalizadas de colores grises y verdosos, estratificadas en capas gruesas, y tufitas cacáreas. Eoceno inferior-medio. P₂¹⁻².

Es descrita por primera vez por de Zoeten (1988), en de Zoeten y Mann (1991, 1999), aunque sus primeras referencias corresponden a Bermúdez (1949), quien la denomina "Formación Abuillot" por comparación con las series de Haití. Calais *et al.* (1992) describen las calizas de Los Hidalgos, aunque le asignan una edad de Eoceno superior, ligeramente más moderna de la que se establece en este proyecto para la Formación Los Hidalgos. Estos últimos autores sitúan las calizas de Los Hidalgos por encima de otras formaciones que serían más antiguas: serie de Pozo Prieto, serie de arcillas con bloques ("*pelites à blocs*") y una serie de arcillas verdosas ("*Prä-intrusive sales*", Eberle *et al.*, 1982), cuya edad más antigua se ha encontrado en la serie de Pozo Prieto, correspondiendo al Campaniense superior-Maastrichtiense (Calais *et al.*, 1992).

Dado que se desconoce la posición estratigráfica precisa de dichas series muestreadas, que pudieran corresponder a intercalaciones vulcanosedimentarias dentro del Complejo de Palma Picada, en este Proyecto se ha optado por atribuir a esta formación una edad Eoceno inferior-medio. Sin embargo, no se descarta que el límite con el complejo subyacente, que como ya se ha indicado, es transicional, pudiera alcanzar el Cretáceo superior.

En la Hoja de San Francisco Arriba, la Fm. Los Hidalgos se localiza en dos pequeños afloramientos asociados a importantes fallas de desgarre, el primero de ellos atravesado por la pista que une La Cumbre con Tamboril, unos 5 km al N de esta localidad, y el segundo 1 Km al N de Jacagua Adentro. En todos ellos, la calidad del afloramiento es deficiente.

Se trata de una unidad formada por calizas gris-verdosas de texturas *wackstone* estratificadas en bancos decimétricos, bioclásticas y muy recristalizadas. En ambas localizaciones se presentan altamente tectonizadas y no se han observado las rocas volcanoclásticas que regionalmente constituyen la mayor parte de la formación, pero en el primero de los puntos citados incorporan niveles de cherts opalinos laminados con mineralizaciones verdosas de Cu.

Petrográficamente, las calizas presentan proporciones de aloquímicos variables entre el 12 y el 16 % , matriz micrítica y arcillosa entre el 68 y 63 % y cemento esparítico entre el 12 y el 13 %. Alguna muestra presenta hasta el 4% de cuarzo, y otra un 22% de fragmentos de rocas y 15 % de halita, con algunos crisales reemplazados por calcita. Corresponden a dolomicritas arenosas y micritas parcialmente dolomitizadas.

A partir del análisis sedimentológico regional de la unidad se puede interpretar que las calizas de esta formación son propias de ambientes marinos típicos de rampa distal, con poca oxigenación, en ambientes reductores, probablemente relacionados con una circulación marina pobre que permitiría la precipitación de los cherts. También regionalmente se registra la llegada de aportes a través de corrientes de turbidez diluidas, de baja densidad. (Serie del Alto de Guayacanes, en la Hoja de El Mamey).

Desde el punto de vista bioestratigráfico son muy pobres los datos recogidos, puesto que son facies con pocos restos orgánicos difícilmente clasificables a nivel específico en sección delgada. Se han clasificado *Amphistegina sp.*, *Opperculina sp.*, *Sulcoperculina sp.*, *Victoriella? sp.*, *Eorupertia sp.*, además de nummulítidos, textuláridos y rotáridos que indican una edad Eoceno. Las dataciones micropaleontológicas obtenidas en la Fm. Los Hidalgos en el ámbito de la Hoja de Imbert definen sin mayor precisión el intervalo Eoceno Medio-Superior. Con estos datos, y teniendo en cuenta las edades absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada, así como las edades de los materiales del ciclo suprayacente, se ha optado por dar a la Fm. Los Hidalgos una edad Eoceno Inferior-Medio, considerando muy probable que alcance el Eoceno Superior.

2.1.2 Eoceno medio-Mioceno inferior-medio.

Este período está caracterizado por la creación y relleno sedimentario de diversas cuencas que muestran características primordialmente turbidíticas junto con materiales bréchicos, conglomeráticos e incluso de carácter olistostrómico. Todos ellos se sitúan por encima de una discordancia, de carácter regional, que marcaría el final de los procesos de colisión entre las placas del Caribe y Norteamericana y la exhumación de porciones del basamento metamorfizado en condiciones de alta presión y baja temperatura, la cual se produce en el Eoceno superior. Las condiciones o carácter profundo de las cuencas se mantiene prácticamente hasta el Mioceno Inferior, pues siguen llegando aportes de corrientes de turbidez, aunque como se verá posteriormente se puede observar una megasecuencia de somerización, con la aparición de niveles más calcareníticos a techo.

Las unidades cartográficas que pertenecen a esta edad muestran una cierta homogeneidad de facies, aunque se han podido diferenciar cartográficamente en los estudios previos realizados en la zona merced a la existencia de criterios de organización estratigráfica, áreas fuente y diferencias en el aspecto general, hasta 3 grandes unidades litoestratigráficas

(Redmond, 1982 y De Zoeten y Mann, 1999). Se trata de las formaciones La Toca y Altamira con sus miembros El Ranchete, Cañada Bonita, y Las Lavas, con sus miembros El Limón y la Pocilguita.

En este epígrafe se hará referencia a la Formación Altamira con un nuevo criterio litoestratigráfico, ya que en este trabajo se considera a la formación Las Lavas como parte integrante de la Fm. Altamira. De esta forma, la nueva Formación Altamira queda dividida en cuatro miembros, que de muro a techo son: Ranchete (sin representación en esta Hoja, pero sí en Hojas contiguas), Cañada Bonita, El Limón y La Pocilguita., desapareciendo el término de Fm. Las Lavas. Igualmente, se ha subdividido cartográficamente el miembro El Limón en tres subunidades, perfectamente reconocibles en las cercanías de la localidad de El Palmar Arriba.

2.1.2.1. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (4). Alternancias de areniscas y arcillas. Localmente, niveles conglomeráticos. Eoceno superior-Oligoceno. P_2^3 - P_3 .

Este miembro de la formación Altamira ocupa una estrecha franja de dirección ONO-ESE desde el borde meridional de la Hoja hasta La Cuesta de Úrsula en el borde occidental, pasando por la Loma El Congo y Aguacate de Jacagua . Dado los límites por fallas que presenta, no aflora en la Hoja de San Francisco Arriba ni el techo ni el muro de la formación, correspondiente al miembro El Ranchete. Morfológicamente da lugar a relieves alomados, sobre los que resaltan los niveles conglomeráticos que intercala, de mayor resistencia a la erosión que las facies turbidíticas.

Esta formada por alternancias monotonas de areniscas grauváquicas de grano generalmente fino a medio y limolitas con lutitas más o menos margosas. Las capas presentan espesores comprendidos entre los 10 y 40 cm por lo general, aunque con menor frecuencia se encuentran niveles de areniscas que pueden superar los 120 cm de espesor. Igualmente, éstas predominan sobre los niveles arcillosos, en proporciones de 60/40 % y hasta 80/20 %, aunque localmente pueden encontrarse tramos con predominio arcilloso (40/60%). Estos materiales intercalan diversos niveles de conglomerados polimícticos, los cuales cuando presentan una potencia suficiente se han diferenciado en la cartografía geológica como unidad 5.

El espesor del Mb. Cañada Bonita es grande, de hasta 2500 m según de Zoeten y Mann, 1999, aunque regionalmente varía notablemente, ya que rellena un surco fuertemente subsidente en cuyo fondo existían paleorelieves previos.

Al microscopio de polarización, las areniscas muestreadas presentan la siguiente composición: fragmentos de rocas volcánicas (8-16 %), fragmentos de calizas (11-25%), cuarzo (8-23%), feldespato potásico (5-12%) y chert (10-18 %), que las engloba en los grupos de las litoarenitas. La matriz, micrítica, alcanza entre el 21-35 % y en alguna muestra está recristalizada a pseudoesparita (3%). En alguna muestra aparecen accesorios como la glauconita (1%).

El grado de alteración de los afloramientos dificulta a menudo la observación de estructuras sedimentarias. Sin embargo, puede indicarse que lo más característico de la unidad es la buena organización que se produce por la alternancia de niveles centimétricos de areniscas con laminaciones paralelas y cruzadas, con niveles de lutitas o margas, que originan una ritmicidad típica. También, en determinados momentos de la sucesión estratigráfica se pueden llegar a observar fenómenos de redepósito, con cantos o brechas inmersas en una matriz lutítica que muestra signos de haber sufrido procesos de inestabilidad sedimentaria (*slumping*).

De Zoeten y Mann (1999) realizan un estudio sedimentológico muy detallado en esta unidad, con levantamiento de sucesiones estratigráficas y un exhaustivo análisis de facies, pero sobre todo en la región desde Guanatico a Altamira, en la Hoja de Imbert. También ofrecen datos de paleocorrientes, que coinciden con los observados por los autores de las Hojas y datos de carácter petrográfico que les llevan a obtener algunas conclusiones paleogeográficas. En este sentido, estos autores ya definen que la sedimentación de la Formación Altamira tuvo lugar en una cuenca alargada, paralela al sistema de fallas de salto en dirección de orientación ONO, con relleno de sedimentación de tipo turbidítico submarino con otros tipos de depósitos en masa intercalados. Además, a partir de un buen número de paleocorrientes indican que los flujos turbidíticos tienen una dirección hacia el sureste.

De manera general, a pesar de que la unidad es bastante monótona en cuanto a su expresión de campo, posee una cierta heterogeneidad de facies, que se presentan de forma cíclica. Su gran espesor y la tectónica presente no han permitido establecer relaciones secuenciales verticales. Desde el punto de vista de las facies, se han podido reconocer diferentes tipos de facies turbidíticas en las areniscas y en los conglomerados,

desde facies de alternancia fina de areniscas gradadas y margas grises, la más típica de esta unidad, hasta tramos de areniscas dm a m, con niveles de conglomerados que en ocasiones alcanzan varias decenas de metros de espesor. También en esta unidad se reconocen tramos con gran deformación sinsedimentaria, con *slumps*, brechas intraformacionales y olistolitos de calizas de plataforma.

La asociación de facies y las características de las mismas permiten interpretar esta unidad como una unidad depositada en un contexto de lóbulos turbidíticos, donde aparecen representados prácticamente todos los subambientes (canales turbidíticos, depósitos de *crevasse*) y donde se reflejan diversos tipos de procesos de depósito. Sin embargo, en esta unidad predominan las facies turbidíticas depositadas en contextos profundos (*deep-marine turbiditic deposits*), en sentido amplio. Dominan, por tanto el depósito de corrientes de turbidez de baja densidad, con secuencias de Bouma truncadas, entre sedimento pelágico, donde esporádicamente llegan flujos muy densos (*slope-apron*) o debris flow, producidos por desestabilizaciones en el talud, o por entrada de material en cañones submarinos. También se han reconocido en menor proporción, turbiditas de alta densidad (*high-concentration turbiditic currents*), que corresponden a niveles de arenas potentes.

No se han podido obtener buenas dataciones de esta unidad debido al carácter siliciclástico de las facies, que presentan escasos fósiles mal conservados. Se han clasificado foraminíferos como *Globigerina sp.*, *Bolivinooides? sp.*, *Acarina sp.*, *Anomalinooides sp.* y *Globorotalia sp.*, además de radiolarios, rotálidos y lagénidos. Esta microfauna poco determinativa encaja en la edad Eoceno superior-Oligoceno que, por consideraciones estratigráficas regionales y de acuerdo con los antecedentes bioestratigráficos, se le asigna al miembro Cañada Bonita.

2.1.2.2. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (5). Brechas y conglomerados con cantos de andesitas y calizas. Eoceno medio-superior. P₂²⁻³.

Esta unidad se corresponde con los niveles conglomeráticos más potentes que intercala el miembro Cañada Bonita, que alcanzan una gran expresión orográfica, ya que al resultar más competentes que las turbiditas que les engloban, marcan relieves de tipo *hog-back* como las Lomas de El Jamo y de Satanás.

Litológicamente son conglomerados de aspecto masivo, mal seleccionados y formados por cantos de calizas *mudstone* y *wackstone* y de rocas volcánicas de naturaleza andesítica,

matriz-soportados. Generalmente presentan tamaños comprendidos entre los 2-3 cm de moda y los 10 cm de centil, aunque localmente se han observado elementos granulares de tamaño bloque. Los cantos son redondeados a subredondeados, y la matriz arenosa de grano grueso a microconglomerática, con cementación carbonatada. El espesor que presentan es del orden de los 100 m.

Estos conglomerados corresponden a depósitos poco organizados que se generan por la llegada esporádica a la cuenca turbidítica de flujos muy densos (*slope-apron* o *debris flow*), producidos por desestabilizaciones en el talud, o por la descarga de material en cañones submarinos.

Su contenido faunístico es muy escaso, habiéndose observado exclusivamente algunos restos de corales. Por las mismas consideraciones que al resto del mb. Cañada Bonita se les asigna una edad que va del Eoceno medio al Oligoceno.

2.1.2.3. Formación Altamira. Miembro El Limón inferior. (8). Conglomerados polimícticos clastosoportados. Oligoceno superior. P₃.

Esta unidad cartográfica junto con las dos posteriores (unidades 9 y 10) forma parte del miembro El Limón de la antigua Fm. Las Lavas en el sentido de De Zoeten y Mann (1999). En este trabajo, nos referiremos a todas ellas como subdivisiones litoestratigráficas del miembro El Limón de la redefinida Fm. Altamira.

Se encuentra situada en las Lomas de El Palmar Arriba y el Aguacate, en el borde E de la Hoja, y morfológicamente constituye un nivel muy resistente a la erosión que forma relieves en cuestas y *hog-backs*.

Presenta una litología igual a la de los conglomerados descritos en el epígrafe 2.1.2.2., a los que nos remitimos. El espesor es de unos 110 m en la localidad tipo del arroyo de Las Lavas, en la Hoja de Esperanza, que se mantienen en la de San Francisco Arriba. Están formados por cantos principalmente de rocas volcánicas de naturaleza andesítica, y en menor medida por rocas ígneas granudas de tipo tonalítico, areniscas y calizas englobados en una escasa matriz limo-arenosa de tonos cremas. Los cantos van de redondeados a subredondeados, con tamaños entre 5 y 15 cm en su mayoría, aunque el centil puede alcanzar los 40 cm.

Corresponden igualmente a depósitos de *slope-apron* o *debris flow* producidos por desestabilizaciones en el talud, o por la descarga de material en cañones submarinos.

Al ser prácticamente azoicos se les atribuye, por su posición estratigráfica, una edad Oligoceno, probablemente superior.

2.1.2.4. Formación Altamira. Miembro El Limón intermedio. (9). Alternancias rítmicas de areniscas y margas arcillosas con intercalaciones métricas a decamétricas de calizas micríticas blanquecinas y/o calizas arrecifales en ocasiones slumpizadas. Oligoceno superior. P₃.

La parte intermedia del miembro El Limón aflora en las mismas localidades ya citadas en el epígrafe anterior, y al N de San Francisco Arriba. Morfológicamente, dado su carácter heterolítico origina relieves en los que alternan “blandos” relativos en el terreno, correspondientes a los términos arenoso-arcillosos, y crestas, “hog-backs” y cuestas originadas por las más competentes capas megaturbidíticas.

Está formada por una sucesión de alternancias rítmicas de areniscas y margas arcillosas, similares a las presentes en el mb. Cañada Bonita, entre las que se intercalan frecuentes niveles métricos a decamétricos de calizas micríticas blanquecinas, calcarenitas y calizas arrecifales ocasionalmente *slumpizadas*. El conjunto puede tener un espesor de 100 -150 metros en la localidad tipo del Arroyo de Las Lavas, pero varía mucho regionalmente y en esta Hoja alcanza los 80-90 m.

Los niveles calcareníticos bioclásticos muestreados están formados por *wackestone-packstones* con un 6 % de cuarzo, 2% de feldespatos, 10% de fragmentos de rocas, 35% de matriz y 12% de cemento esparítico. y un 35 % de fósiles como algas rojas, briozoos, nummulítidos, moluscos, equinodermos y esponjas.

Desde el punto de vista sedimentario, los niveles calcareníticos corresponden a “megacapas” turbidíticas que comienzan con tramos métricos a decamétricos con frecuentes clastos redondeados inmersos en una matriz arenoso-microconglomerática, y que también albergan retazos hasta decamétricos de series de alternancias turbidíticas, cantos blandos limo-arcillosos y olistolitos de calizas de plataforma. Las megacapas forman secuencias grano y estratodecrecientes. Existen varias de estas megacapas superpuestas, con

diferente desarrollo, algunas de ellas truncadas y amalgamadas, con desarrollos distintos de sus diversas subfacies. Se interpretan como formadas en eventos de particular inestabilidad tectónica, donde la más intensa actividad sísmica produce la rotura de las plataformas y el deslizamiento de las mismas hasta el fondo de la cuenca turbidítica en forma de megaturbiditas.

El contenido faunístico de las muestras recogidas en la unidad es escaso y nada determinativo. Se han clasificado *Globigerina sp.*, *Globorotalia? sp.* y *Bulimina sp.*, además de restos de radiolarios, moluscos y espículas y radiolas de equínidos. Al igual que el resto del miembro El Limón, se le atribuye una edad Oligoceno superior.

2.1.2.5. Formación Altamira. Miembro El Limón superior. (10). Conglomerados polimícticos clastosoportados. Oligoceno superior. P₃.

La presente unidad aflora en los mismos parajes que el resto del miembro El Limón, dando lugar a un resalte morfológico sobre la ladera de los cerros.

Alcanzan un espesor de 150 m en el arroyo de Las Lavas, en la vecina Hoja de Esperanza, aunque en San Francisco Arriba la fracturación que le afecta impide que aflore la parte superior de la unidad. Litológicamente son similares a los de las unidades 6 y 8, estando formados por cantos de subredondeados a bien redondeados de rocas volcánicas de naturaleza andesítica, y en menor medida por rocas ígneas granudas de tipo tonalítico, areniscas y calizas en una escasa matriz limo-arenosa. Los cantos van de redondeados a subredondeados, con tamaños entre 5 y 15 cm en su mayoría.

Las intercalaciones areniscosas que presentan corresponden a litoarenitas y arenitas híbridas mal seleccionadas con fragmentos de rocas volcánicas (23-32 %), fragmentos de calizas (18-21 %), chert (10-13 %) y cuarzo (5-8%). Tienen matrices arcillosas entre el 10 y 13 %, y cemento esparítico en mosaico y sintaxial comprendido entre el 16 y el 31 %.

La unidad es prácticamente azoica, por lo que se le atribuye una edad Oligoceno superior por su posición estratigráfica.

2.1.2.6. Formación Altamira. Miembro La Pocilguita. (11). Alternancias rítmicas de areniscas y arcillas margosas. Localmente, niveles carbonatados "slumpizados". Oligoceno superior-Mioceno inferior-medio. P₃-N₁².

El miembro superior de la formación Altamira, o miembro La Pocilguita, constituye las lomas y relieves meridionales de la Cordillera Septentrional en una banda que en dirección ESE se extiende desde el meridiano de San Francisco Arriba hasta el borde S de la Hoja. Morfológicamente da lugar a relieves suavemente alomados orientados según la dirección ESE-ONO, que es la principal de la Cordillera.

Litológicamente, está formada por alternancias rítmicas de areniscas, limolitas y arcillas, en ocasiones algo margosas, estratificadas en capas generalmente finas a medias (unos 5-7 cm). Las areniscas presentan tonos grises en fresco, que pasan a ocre debido a la intensa alteración que presentan. Estos materiales intercalan algunos niveles de naturaleza carbonatada, con frecuencia calcarenítica, iguales a los descritos en el mb. El Limón intermedio, pero que no superan en ningún caso los 7-8 metros de espesor, y esporádicas intercalaciones de conglomerados polimícticos de hasta 5 m de potencia. Los niveles de naturaleza calcárea corresponden a olistolitos, o están *slumpizados*.

El espesor del mb. La Pocilguita alcanza los 1300 m. (De Zoeten y Mann, 1999).

Petrográficamente, las areniscas corresponden a litoarenitas que tienen cuarzo (25-31%), feldespato Ca-Na (0-34%), fragmentos de calizas (10-15%) y chert (0-5%). La matriz (0-15%) es micrítica o arcillosa, y pueden presentar entre el 0 y el 55% de cemento. Las intercalaciones calcáreas muestreadas son *packstones* bioclásticos (biomicritas) con un 9% de cuarzo, 3% de fragmentos de rocas, 40% de matriz y 48 % de aloquímicos de fósiles como nummulítidos, globigerínidos, pterópodos, algas rojas y briozoos.

Esta unidad forma parte de la misma cuenca turbidítica que el mb. Cañada Bonita por lo que la interpretación sedimentaria es equivalente. Se ha depositado en un ambiente marino profundo, de lóbulos turbidíticos, en una etapa de menor inestabilidad relativa que el miembro El Limón, donde todavía esporádicamente se producen llegadas de materiales desde la plataforma.

La unidad se ha mostrado pobre en restos fósiles, escasos y mal conservados. Se han clasificado foraminíferos como *Globigerina af. venezuelana* Hedberg, *Globigerina af. angulisuturalis* Bolli, *Globorotalia af. gr. fohsi* Cushman y Ellisor, *Cibicides af. lobatulus* (Walker y Jacob), y *Orbulina suturalis* Bronnimann, además de otra microfauna banal como *Globigerina sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Nodosaria sp.* y *Nonion? sp.* Esta microfauna marca una edad de Mioceno inferior, y confirma el intervalo Oligoceno superior-Mioceno inferior que se asigna al mb. La Pocilgita de acuerdo con los antecedentes bioestratigráficos. (De Zoeten y Mann, 1999), aunque no se descarta la posibilidad de que alcance el Mioceno medio medio (probable Langhiense).

2.1.2.7. Formación La Toca. (6). Alternancias rítmicas de areniscas y arcillas. Oligoceno-Mioceno inferior-medio?. P₃-N₁².

Aflora esta unidad en una buena porción de la Hoja, casi rodeando completamente los afloramientos de la Fm. Pedro García. Origina morfologías suavemente alomadas orientadas según la dirección principal de la Cordillera Septentrional.

Litológicamente esta formada por una sucesión muy similar a la de la Fm. Altamira. Se tratan de alternancias rítmicas de areniscas ocreas de grano fino a medio por lo general, más raramente de grano grueso, en capas normalmente centimétricas y de hasta 60 cm. de espesor, y margas arcillosas de tonos grises en fresco e igualmente ocreas por alteración, en capas decimétricas por lo común. Localmente presentan intercalaciones, con espesores desde métricos a decamétricos, de microconglomerados y conglomerados polimícticos de cantos redondeados a subredondeados, similares a los descritos en el epígrafe 2.1.2.8.

Las muestras estudiadas petrográficamente muestran que se tratan de litarenitas y arenitas híbridas que contienen cuarzo (33-40%), feldespato K (0-10%), feldespato Ca-Na (0-15%), fragmentos de rocas volcánicas (0-10%), fragmentos de rocas metamórficas (0-1%), fragmentos de calizas (5-23%) y chert (0-10%). La matriz (20-26%) es micrítica, y el cemento, esparítico (0-7%). Alguna lámina corresponde a un *packstone* bioclástico con un 72% de aloquímicos como briozoos, algas rojas, nummulítidos, fragmentos de coral y equinodermos, 20% de matriz micrítica y 8 % de cemento esparítico.

La asociación de facies y las estructuras sedimentarias que presentan permiten interpretar esta unidad como una unidad depositada en ambientes de lóbulos turbidíticos, donde aparecen representados prácticamente todos los subambientes y donde se reflejan diversos

tipos de procesos de depósito. Sin embargo, predominan las facies turbidíticas depositadas en contextos profundos (*deep-marine turbiditic deposits*), en sentido amplio. Dominan, por tanto el depósito de corrientes de turbidez de baja densidad, con secuencias de Bouma parciales o truncadas entre sedimento pelágico, donde esporádicamente llegan flujos muy densos (*slope-apron*) o debris flow, producidos por desestabilizaciones en el talud, o por entrada de material en cañones submarinos, represenados por materiales clásticos gruesos (microconglomerados y conglomerados). También están presentes en menor proporción turbiditas de alta densidad (*high-concentration turbiditic currents*), que corresponden a niveles de arenas potentes.

En cuanto a la edad de la unidad, el muestreo ha resultado muy pobre en microfósiles. Se han clasificado foraminíferos como *Catapsydrax af. dissimilis* (Cushman y Bermúdez) y *Globigerinoides trilobus* (Reuss), además de otra microfauna banal como *Globigerina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Cibicides sp.*, *Brizalina sp.*, *Reophax sp.*, *Cassidulina? sp.* y *Pyrgo sp.* Esta microfauna es poco determinativa, pero concuerda con el intervalo Oligoceno-Mioceno inferior-medio? atribuido a la Fm. La Toca de acuerdo con los antecedentes bioestratigráficos.

2.1.2.8. Formación La Toca. (7). Conglomerados. Oligoceno. P₃.

La presente unidad se localiza por todo el cuadrante NO de la Hoja. Dada la mayor competencia y resistencia a la erosión y meteorización que presenta, constituye los relieves dominantes de numerosas lomas, como las del Alto del Chicharrón y del Alto de las Mercedes. Dan lugar generalmente a morfologías de *hog-backs* y cuestas.

Se tratan de conglomerados polimícticos bien redondeados a subredondeados y matriz-soportados, con cantos imbricados de rocas volcánicas de naturaleza andesítica, tonalitas, areniscas y calizas de plataforma recristalizadas. La moda de los cantos es de 5-6 cm, y el centil supera los 100 cm. Este nivel conglomerático puede alcanzar los 80-90 m de espesor.

Sedimentológicamente corresponden a depósitos producidos por corrientes de alta densidad de tipo *debris-flow*, generados por desestabilizaciones del talud y canalizados en cañones submarinos.

Por su relación genética con el resto de la Fm. La Toca, que engloba a la presente unidad conglomerática, se le atribuye una edad Oligoceno.

2.1.3. Mioceno inferior-medio

Este ciclo se deposita discordante por encima de las series de afinidad turbidítica desarrolladas hasta el Mioceno Inferior (parte baja) en el ciclo infrayacente. En este sector de la Cordillera Septentrional comprende básicamente dos unidades litoestratigráficas: la unidad de La Jaiba (de nueva definición) y la unidad de Gran Mangle (redefinida de Calais et al., 1992). La discordancia asociada a la base de estas unidades pone de manifiesto la existencia de una fase de deformación en el Mioceno Inferior que pone fin a las cuencas turbidíticas precedentes o produce su migración lateral. Los materiales conglomeráticos de la unidad de la Jaiba evidencian una regresión forzada con la instalación de sistemas deltaicos y fluviales que hacia los sectores occidentales evolucionan a unidades nuevamente turbidíticas (unidad de Gran Mangle). La unidad de Gran Mangle, aflora en el sector más occidental de la Cordillera Septentrional y no tiene representación en la Hoja de Esperanza. Se apoya discordante sobre materiales de la Fm. Altamira y la Fm. Los Hidalgos en su extremo oriental (Hoja de El Mamey), mientras que hacia el oeste se encuentra sobre los materiales del Complejo de El Cacheal o sobre unas calizas de plataforma que se instalan directamente sobre este complejo (Calizas de Buen Hombre), ya en la Hoja de Cacao-Buen Hombre. Una descripción más detallada de esta formación se puede encontrar en las memorias de estas Hojas.

2.1.3.1. Conglomerados de La Jaiba. (12). Conglomerados polimícticos en matriz areno-arcillosa. Mioceno inferior-medio. N_1^{1-2} .

Se trata de una unidad escasamente representada en el borde septentrional de la Hoja, de San Francisco Arriba, en cuyo borde N existen tres pequeños afloramientos localizados en zonas somitales de los relieves que se extienden hacia la vecina Hoja de Puerto Plata.

Esta unidad se intercala regionalmente entre las Fms. Luperon y Villa Trina, como ocurre en la hoja de El Mamey, donde se localiza su corte tipo. En esta hoja, se sitúa entre las Fms. La Toca y Villa Trina. Está formada por conglomerados de cantos polimícticos, mal seleccionados y bien redondeados, en una matriz areno-arcillosa poco o ligeramente carbonatada. Los cantos provienen del complejo de Puerto Plata: rocas volcánicas y cristalinas, chert y calizas bioclásticas de tamaños comprendidos entre 5 y 15 cm. Los tonos que presentan son oscuros por la alteración de la matriz. Eventualmente, pueden presentar intercalaciones arenosas de espesor métrico.

El ambiente sedimentario de la unidad de la Jaiba (se pueden consultar más detalles en la memoria de la Hoja de El Mamey), se interpreta en relación con sistemas deltaicos que se instalaron sobre los materiales turbidíticos de las Fms. Luperón y La Toca. La presencia de corales y otras faunas marinas someras observados en la hoja de El Mamey, indican que el depósito se debió producir en medios marinos someros (llanura deltaica con canales). Por otra parte, las secuencias positivas reconocidas tienen patrones de subsidencia rápida alimentada por sistemas deltaicos con gran capacidad de transporte y depósito, aunque los dispositivos de progradación se llegaban a producir la colmatación instantánea de la cuenca, observándose grandes espesores de materiales depositados aproximadamente en las mismas condiciones de batimetría. Se supone que la subsidencia se acomodaba principalmente por los sistemas de fallas que limitaban las distintas subcuencas y también, por un buen número de fallas sinsedimentarias interiores.

Alguna muestra estudiada en la vecina Hoja de Puerto plata ha dado una micofauna con *Paragloborotalia cf. obesa* BOLLI, *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Praeorbulina cf. sicana* (BLOW), *Praeorbulina glomerata* (BLOW), *Globorotalia foehsi peripheroronda* BLOW & BANNER, y foraminíferos como *Hoeglundina elegans* (d'ORBIGNY), *Siphonina pozonensis* CUSHMAN & RENZ, *Cibicidoides* sp., *Sigmoilopsis schlumbergeri* (SILVESTRI), *Uvigerina* sp. y *Bulimina cf. mexicana* (CUSHMAN). Esta asociación permite atribuir una edad Mioceno medio (Langhiense basal), que concuerda con el intervalo Mioceno Inferior-Mioceno Medio asignado a la unidad con criterios regionales.

2.1.4. Mioceno superior-Plioceno Inferior

Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior tiene lugar un nuevo ciclo sedimentario, marcado por una discontinuidad, que en la Cordillera Septentrional se desarrolla en la base de la Fm. Villa Trina o la Fm. Los Haitises, mientras que en la Cuenca del Cibao se sitúa entre la Fm. Cercado (mb. calizas de las Auyamas) y la Fm. Gurabo, no representadas en la Hoja de San Francisco Arriba. Este ciclo sedimentario muestra una megasecuencia regresiva a partir de una transgresión generalizada, si bien debido a la existencia de paleorrelieves previos, la paleogeografía puede llegar a ser bastante compleja, sobre todo en las áreas que mostraron una elevación diferencial durante esta etapa.

Este intervalo cronológico está representado en la zona de la Cordillera Septentrional ocupada por la Hoja de San Francisco Arriba y áreas próximas por la formación Villa Trina,

definida en su origen por Vaughan *et al.* (1921) y que presenta un miembro margoso inferior y un miembro carbonatado superior (miembro La Piedra).

A raíz de los trabajos cartográficos realizados en distintos dominios geológicos de la República Dominicana donde esta formación está presente (Península de Samaná y Cordillera Oriental, por ejemplo) se ha decidido unificar la nomenclatura litoestratigráfica para todos los dominios, por lo que se denominará a partir de aquí como Fm. Los Haitises al miembro La Piedra, ya que es en dicha localización de la Bahía de Samaná donde alcanza su máxima expresión. Se restringe, pues, el nombre de Fm. Villa Trina a la parte inferior margosa con intercalaciones calcareníticas de la sucesión.

En este sentido, la Fm. Villa Trina está formada por una sucesión de margas grises masivas, blanco-amarillentas por la alteración, que presentan intercalaciones centrimétricas de calcarenitas bioclásticas, sobre todo a techo de la unidad y un gran contenido en foraminíferos planctónicos. La base de la unidad es una discontinuidad de origen transgresivo, por lo que se sitúa sobre diversas unidades litoestratigráficas o complejos basales, localmente representada por niveles conglomeráticos, y el techo es transicional a la Fm. Los Haitises, formada por un paquete de calizas masivas, blancas o amarillentas, con facies de plataforma somera y con frecuentes restos de corales. Esta unidad se sitúa por encima de la Fm. Villa Trina o bien directamente sobre unidades más antiguas, principalmente donde existan las zonas de mayor relieve actual, hecho que permite interpretar que estas áreas se han podido comportar como altos relativos donde solamente se han podido desarrollar las facies marinas someras.

2.1.4.1. Formación Villa Trina. (13). Calizas y margas calcáreas con niveles conglomeráticos. Mioceno superior. N₁³.

Esta unidad constituye localmente en el río Yaroa la base de la Fm. Villa Trina o bien el término más inferior visible de la misma, no habiéndose observado en ningún otro lugar de la hoja.

Está constituida por una sucesión de 15 m visibles de calizas bioclasticas mal estratificadas en bancos métricos que alternan con margas calcáreas a margocalizas de tonos cremas en fresco, azuladas por la alteración, y que presentan intercalaciones decimétricas de gravas polimícticas de 2 a 3 cm de diámetro medio, bien redondeadas y formadas por rocas

volcánicas, areniscas y calizas micríticas. Los niveles calcáreos engloban numerosos los fragmentos de corales, mayoritariamente de morfología ramosa.

No se ha podido determinar microfauna, por lo que se les atribuye una edad de Mioceno superior, dada su posición basal dentro de la Fm. Villa Trina.

2.1.4.2. Formación Villa Trina. (14). Margas con intercalaciones de calizas *mudstone* y calizas coralinas. Mioceno superior-Plioceno. N_1^3 - N_2 .

La Fm. Villa Trina ocupa la práctica totalidad del cuadrante NE de la Hoja de San Francisco Arriba, y en parte cubierta por la Fm. Los Haitises, la esquina suroriental. Da lugar a morfologías suavemente alomadas y muy regularizadas, sobre las que resaltan los escarpes de la Fm. Los Haitises que la suprayace. Los intensos recubrimientos de suelos y coluviones que la tapizan hacen que los puntos de observación sean muy escasos, a menudo situados en trincheras de carreteras y caminos, o francamente inaccesibles, como ocurre con los cortes verticales de hasta 140 m de altura situados en el río Yásica cuando éste empieza a tomar una dirección general hacia el NO.

Está compuesta por más de 400 m de espesor de margas y margocalizas de tonos grises azulados en fresco y blanquecinas a amarillentas por alteración y algo limosas o arenosas en ocasiones. Presentan una fractura típicamente concoidea y muy a menudo, un diaclasado denso, e intercalan paquetes métricos y rara vez decamétricos de calizas *mudstone a wackestone-packstone* cremas, bioclásticas y recristalizadas por lo general y de calizas *bafflestone y rudstone* con abundantes restos de organismos coralinos, generalmente fragmentados. Puntualmente, como es en el cauce del río Yaroa unos 2 km al S de Yásica Abajo, se intercalan entre las margas pequeños “parches” arrecifales de forma lenticular de hasta 2 m de espesor máximo y 15 m de longitud. También se puede apreciar la cicatriz de un gran *slump* que en su frente incorpora olistolitos métricos de margas y margocalizas de la misma Fm. Villa Trina, muestra clara de la inestabilidad de la cuenca.

Los niveles calcareos se hacen mas frecuentes hacia el techo de la formación, que es transicional con la Fm. Los Haitises, aunque bancos calcáreos decimétricos aislados pueden intercalarse en los términos inferiores de la sucesión.

Al microscopio, las calizas son *packestone* bioclásticos con menos de 1% de fragmentos de rocas, 24 % de matriz, 5% de cemento esparítico en mosaico y >5 % de glauconita.

No se han podido levantar series para el estudio sedimentológico dada la abundancia de los recubrimientos. No obstante por comparación con otros puntos de la cordillera y en especial con el afloramiento del Pico Isabela de Torres de la vecina hoja de Puerto Plata, con el que mantiene cierta semejanza, se interpreta que se depositó en un medio distal (pelágico) de plataforma carbonatada abierta (margas de cuenca) en el que las intercalaciones calcareníticas se pueden interpretar como distintos tipos de depósitos turbidíticos (pequeños lóbulos o derrames) procedentes de la plataforma donde se estaba acumulando la Fm. Los Haitises. Una columna sintética de los depósitos identificados en la cordillera Septentrional para el conjunto de las Fms. Villa Trina y Los Haitises y su modelo sedimentario se representan de manera esquemática en las Figs. 2.1.4 y 2.1.5. (extraídas del Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana; Braga, 2010)

La Fm. Villa Trina ha sido datada en trabajos previos con un rango de edades que van desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno (Bourgois *et al.*, 1982; Redmond, 1982, en Draper y Nagle, 1991). En el presente trabajo se han obtenido buenas dataciones del intervalo Mioceno Superior-Plioceno y, sobre todo, Plioceno. Las muestras estudiadas en la hoja han librado la siguiente microfauna: *Orbulina universa* d'Orb, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia scitula* (Brady), *G. gr. menardii* (d'Orb), *G. gr. merotumida-plesiotumida* Banner y Blow y *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), entre otras especies que permiten datar el intervalo Mioceno superior-Plioceno.

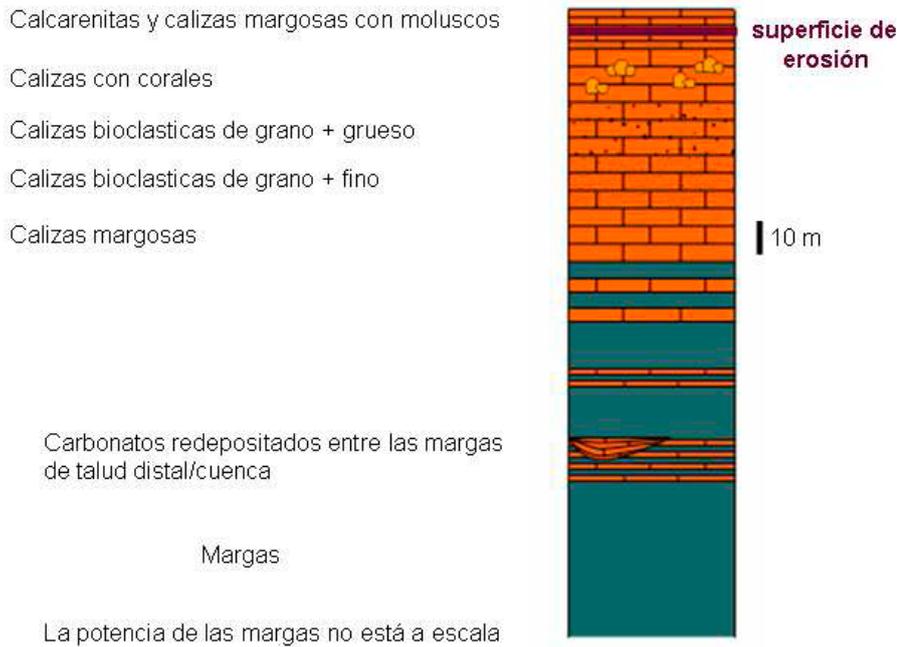


Fig. 2.1.4. Columna sintética de los depósitos de plataforma (somera) – calizas bioclásticas asimilables a la Fm Los Haitises -; y cuenca – margas con intervalos de carbonatos redepositados asimilables a la Fm Villa Trina - en la Cordillera Septentrional. (Braga, 2010). Se observa la tendencia regresiva de la sucesión, con algún ciclo mayor

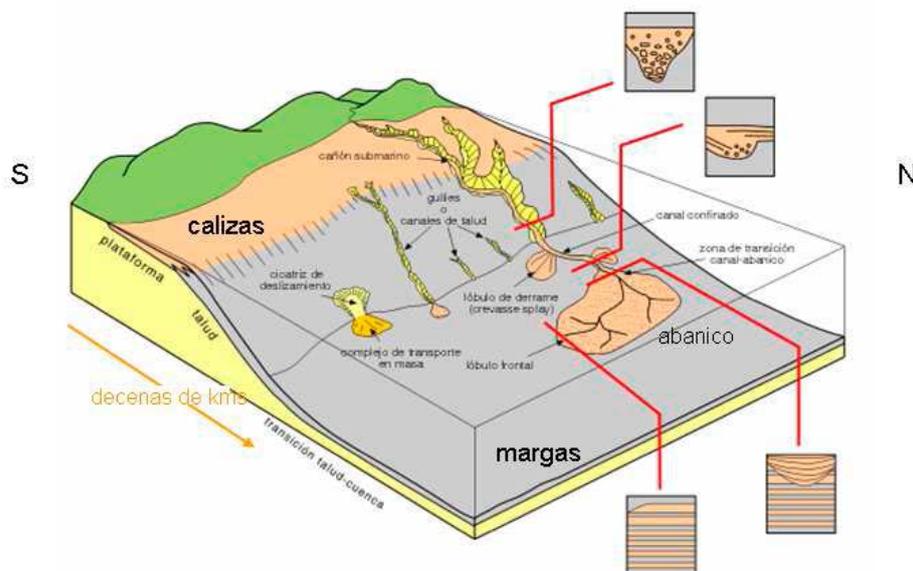


Fig. 2.1.5. Esquema del modelo sedimentario para el conjunto de las Fms. Villa Trina y Los Haitises en la Cordillera Septentrional (Braga, 2010)

2.1.4.3. Formación Los Haitises. (15). Calizas micríticas y calizas arrecifales. Mioceno superior-Plioceno inferior. N_{1-2}^{3-1}

La Fm. Los Haitises se localiza en los más altos y escarpados relieves de la cordillera, como son las Lomas Diego de Ocampo, La Cumbre, El Puerto y Loma Senante. Dada su naturaleza litológica, origina morfologías kársticas muy desarrolladas (lapiaces, dolinas, uvalas, etc...), que resaltan sobre la *terra rossa* producto de la rápida disolución de los carbonatos que se produce bajo el clima tropical. Las observaciones estratigráficas o sedimentológicas se hacen difíciles por a ausencia de buenos afloramientos naturales y la exuberancia de la vegetación tropical.

En conjunto, se trata de una serie que puede alcanzar hasta los 200 m de espesor de calizas *wackstone-packstone* de tonos cremas y blanquecinos, muy recristalizadas, estratificadas en gruesos bancos (1,2-2m) de planos discontinuos, con abundante contenido de corales y foraminíferos. Pueden presentar intercalaciones métricas de margas cremas, similares a las de la Fm. Villa Trina. Por las observaciones realizadas en el resto de la cordillera, la Fm. Los Haitises igualmente incluye otros tipos de facies de carbonatos de plataforma somera, como son calcarenitas bioclásticas, con y sin contenido en limos, y las calizas margosas. También esporádicamente se observan facies *framestone* y *boundstone* con corales. Estas facies están constituidas por el amontonamiento, en posición de vida, de corales masivos, encostrantes o laminares de especies como *Porites*, *Montastrea* y *Diploria* y la acumulación de ramas y fragmentos grandes de ramas de corales ramosos. Entre estas facies y las facies micríticas y bioclásticas existe toda la transición.

Petrográficamente, las calizas corresponden a biomicritas bioclásticas *packstone* a *wackstone* ,a veces recristalizadas, con un 30-60% de matriz y un 5-21% de cemento esparítico en mosaico o pseudoesparítico. Alguna muestra presenta procesos de dolomitización que no afectan al cemento.

A partir de las relaciones laterales y verticales de las diversas facies descritas, cabe pensar que este conjunto de materiales se formaron en una plataforma somera carbonatada, con aportes terrígenos reducidos, y con la esporádica instalación de edificios arrecifales, que en algún caso pudieron llegar a formar una barrera, separando facies más internas de facies más externas.

Además de la presencia de los corales arriba citados, que más que interés en sentido bioestratigráfico lo presentan como indicadores de facies, esta formación presenta un abundante contenido en nummulítidos y otros foraminíferos, briozoos, algas rojas y espículas y placas de equinodermo. Las muestras estudiadas han librado la siguiente microfauna: *Orbulina universa* d'Orb, *O. bilobata* (d'Orb), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. oblicuus* Bolli, *Globorotalia scitula* (Brady), *G. conglobatus* (Brady), *G. gr. menardii* (d'Orb), *G. gr. merotumida-plesiotumida* Banner y Blow, *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvisi), *G. dehiscens* (Chapman, Parr y Collins) y *Sphaeroidenellopsis seminulina* (Schwager) que datan el intervalo Mioceno superior-Plioceno inferior-medio.

2.2. Dominio de la Cuenca del Cibao

Al Sur de la Cordillera Septentrional se sitúa, actuando como límite N la Falla Septentrional, el Dominio de la Cuenca del Cibao, con unos 230 Km de longitud y aproximadamente 30 Km de ancho y que abarca un conjunto de materiales de cobertera de edad Oligoceno Superior a Plioceno Superior limitado al Sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma marina somera y construcciones arrecifales.

La potencia máxima acumulada supera los 5000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional, La Cuenca del Cibao configura, de forma conjunta con la Cordillera Septentrional, una gran estructura sinclinal cuyo eje transcurre aproximadamente paralelo a la propia cuenca (Mann *et al*, 1991). Se trata de una cuenca con una historia compleja, desarrollada desde el Mioceno superior, y que incluye en la parte alta del Plioceno la formación de subcuencas, dispuestas de forma escalonada, en las que se acumularon grandes espesores de sedimentos que litoestratigráficamente se conocen como la Fm. Cercado, la Fm. Gurabo, la Fm. Mao adentro y la Fm. Mao. De forma conjunta, estas formaciones han sido agrupadas dentro del denominado Grupo del Yaque (Erikson *et al.*, 1998), que define una importante cuña de sedimentos, de gran continuidad lateral y geometría progradante hacia el Norte (hacia el mar).

Los dos estudios bio/cronoestratigráficos más completos (Saunders *et al.*, 1986; Vokes, 1989) poseen diferencias importantes en los modelos de edades propuestos. Recientemente, el trabajo de varios grupos de investigación americanos han permitido

ajustar de forma mucho más precisa las edades de las formaciones del Grupo del Yaque, principalmente en base a dataciones isotópicas en corales y asociaciones de foraminíferos plantónicos (p.ej. Maier *et al.*, 2007; Lutz *et al.*, 2008).

El Grupo del Yaque abarca una edad del Mioceno medio(?)-superior al Plioceno (p.ej. Palmer, 1979; Sanders *et al.*, 1986, Dolan *et al.*, 1991). Existe debate aún si el techo de la Fm. Mao llega a alcanzar el Pleistoceno.

En la Hoja de San Francisco Arriba aflora únicamente la Fm. Mao, de naturaleza principalmente siliciclástica.

2.2.1. Mioceno superior-Plioceno superior

2.2.1.1. Fm. Mao. (16). Arenas masivas. Plioceno medio-superior. N₂²⁻³.

Esta unidad se localiza en un pequeño afloramiento del borde meridional de la Hoja de San Francisco Arriba, bordeado por el río Jacagua y de bastante escasa calidad de observación dados los recubrimientos que presenta.

La formación Mao esta constituida en este punto por un conjunto siliciclástico de hasta 15 m de espesor visible formado por arenas de grano grueso de aspecto masivo, poco cementadas, y con algunas gravas dispersas. Localmente pueden intercalar algún banco de 30m cm de margocalizas.

La potencia de la formación es imposible de evaluar únicamente con los datos de campo, pero sobre la base de los cortes geológicos y datos regionales supera ampliamente los 1000 m, pudiendo incluso alcanzar potencias del orden de los 3500. Bowin (1966) atribuyó una potencia de 3600 m a la formación Mao en un sondeo indeterminado que según Edgar (1991) sería Licei-2, situado al Este de Santiago.

Petrográficamente, los niveles arenosos corresponden a litoarenitas con un 22% de cuarzo, 5% de feldespato K, 8% de fragmentos de rocas volcánicas, 5% de fragmentos de calizas, 6% de glauconita y 10% de chert. El 44% es matriz micrítica y pseudoesparítica.

En su conjunto, la Fm. Mao presenta características sedimentarias propias de medios deltaicos progradantes, principalmente en zonas próximas a su desembocadura, en cuencas con creación continua del espacio de acomodación y altas tasas de acumulación

sedimentaria, muy especialmente en su parte basal y parece registrar una progresiva somerización hacia su techo, que finalizaría en el Plioceno superior-Pleistoceno (?) con la retirada definitiva del mar de la cuenca y el desarrollo de los depósitos continentales del valle del Cibao.

Las muestras recogidas para estudios micropaleontológicos se han mostrado azoicas. Los datos regionales -Saunders *et al.* (1986)- datan una muestra dentro de la unidad como Plioceno Inferior (NN15) en base a nannofósiles y como Plioceno Medio (top de la subzona de *Globorotalia exilis*) en base a foraminíferos. Dada la edad Plioceno Medio aceptada para la formación Mao Adentro cabe suponer que las asociaciones indicativas de edades Plioceno Inferior son resedimentadas y que se puede atribuir para la formación Mao una edad Plioceno Medio-Superior, dejando dudas sobre si puede alcanzar el Pleistoceno.

2.2.1.2. Fm. Mao. (17). Margas blancas con abundante fauna marina somera. Plioceno superior. N₂³.

Se localizan en el mismo afloramiento de río Jacagua que las arenas descritas en el epígrafe anterior, con las que se ponen en contacto mediante fallas.

Están formadas por unos 7m visibles de margas blancas muy ricas en toda clase de organismos marinos someros fragmentados: corales, bivalvos, equinodermos y gasterópodos.

Se interpretan como una facies particular de la Fm Mao correspondiente a ambientes marinos muy someros.

La microfauna clasificada es banal: *Elphidium sp.*, *Cibicides sp.*, *Gyroidina sp.*, *Cibicidoides sp.*, y *Eponides sp.* que no permiten una datación precisa. Por consideraciones regionales se los atribuye al Plioceno superior.

2.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de San Francisco Arriba se localizan principalmente en la esquina SO, ocupada por el Valle del Cibao. En el Dominio de la Cordillera Septentrional, adquieren gran relevancia los depósitos cuaternarios directamente condicionados por la

creación de relieve, como son los deslizamientos gravitacionales, que en ocasiones alcanzan varios km² de superficie.

2.3.1. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial

2.3.1.1. Abanicos aluviales antiguos (18). Conglomerados polimícticos en matriz arcillo-arenosa. Pleistoceno. Q₁₋₃. Abanicos aluviales modernos. (25). Conglomerados, arenas, limos y arcillas. Holoceno. Q₄. Conos de deyección (22). Cantos, gravas, arenas y arcillas. Holoceno.Q₄.

Estas unidades se han cartografiado en el Valle del Cibao, donde constituyen la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca. Las que presentan mayor extensión superficial son los abanicos aluviales modernos (25), cuyas zonas apicales ocupan la totalidad de las desembocaduras de los arroyos y cañadas de la Cordillera Septentrional en su salida al Valle de Cibao y que presentan un desarrollo longitudinal kilométrico.

Los abanicos aluviales antiguos (18) son dos pequeños depósitos que se preservan adosados a los primeros relieves de la Cordillera en el valle del río Jacagua. Tienen espesores comprendidos entre 10 y 15 m, dado que rellenan un paleorelieve sometido a una intensa actividad geotectónica y se sitúan a unos 20 m de altura relativa sobre los abanicos recientes. Ambos tipos de abanicos están constituidos por una serie heterogénea de depósitos clásticos groseros, con predominio de los cuerpos conglomeráticos de bases canalizadas en las zonas apicales, entre los que intercalan cuerpos más arenosos y niveles más finos de limolitas y arcillas arenosas. Los conglomerados están constituidos por cantos y gravas redondeados de hasta 50 cm de centil, predominantemente de naturaleza calcárea aunque también son frecuentes los de areniscas turbidíticas y rocas volcánicas, con facies desorganizadas o con gradación positiva poco marcada, presentando por lo general una abundante matriz arenoso-lutítica. Todas estas características permiten interpretar estas facies como pertenecientes a depósitos de abanico aluvial, existiendo una gradación de las facies de más gruesas a más finas según el desarrollo longitudinal de los abanicos.

Se atribuyen a los más antiguos una edad Pleistoceno, y a los modernos, una edad Holoceno.

Los conos de deyección de la Hoja se sitúan en el Río Yásica, en el tramo en que su valle se ensancha al S de Yásica Abajo. Su composición litológica es de cantos y gravas de

naturaleza principalmente calcárea en una matriz de arcillas margosas algo arenosas. Su edad es Holoceno.

2.3.1.2. Terrazas altas (19). Conglomerados con cantos redondeados. Pleistoceno. Q₁₋₃.
Terrazas medias (20). Conglomerados con matriz arenosa. Pleistoceno. Q₁₋₃.

Las terrazas fluviales se localizan en ámbas márgenes del río Yásica, al S de Yásica Abajo, existiendo así mismo un pequeño relicto de la más alta en el río Jacagua, junto al borde S de la Hoja.

Las terrazas altas están formadas por conglomerados matriz-soportados constituidos por cantos redondeados e imbricados de naturaleza diversa: principalmente calizas, pero en menor proporción también conglomerados y areniscas y rocas volcánicas e ígneas. Su moda es de 10 cm y el centil de 40 cm. La matriz es limoarcillosa, de tonos cremas, y presentan intercalaciones lenticulares de limos arenosos de hasta 80 cm de espesor. Tienen hasta 4 m de espesor visible.

Las terrazas medias son de naturaleza similar y están formadas por cantos y gravas de 5-6 cm de moda y 50 cm de centil. No se ha podido medir su espesor.

A ambos niveles de terraza se les atribuye una edad Pleistoceno.

2.3.1.3. Llanura de inundación (27). Gravas y cantos, arenas y limoarcillas. Holoceno. Q₄.

En la Hoja de San Francisco Arriba, el río Yásica presenta una pequeña llanura de inundación (27), con anchuras comprendidas entre los 0,5 y 3,5 Km. Está constituida por limo-arcillas entre los que se intercalan niveles de arenas y gravas de espesores decimétricos. Su espesor es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, pero se estima que es de orden métrico a decamétrico, sin que, en razón de la intensa neotectónica de la zona, pueda descartarse la posibilidad de potencias mucho mayores. La terraza media se sitúa a una cota de unos 3-4 m sobre la llanura de inundación.

Su edad es subactual (Holoceno).

2.3.1.4. Aluviales (28). Cantos, gravas, arenas y arcillas. Holoceno. Q₄.

Los depósitos aluviales se circunscriben a los cauces de los ríos más importantes que drenan este sector de la Cordillera Septentrional: los ríos Yásica, Jacagua y Yaroa y en menor medida, a algunos de sus arroyos afluentes, como son los arroyos Quinigua y Martinico.

Litológicamente se componen de materiales muy heteroméricos y heerolíticos: cantos, gravas, arenas y limos de naturaleza calcárea, siliciclástica y de rocas ígneas y volcánicas,, dominantes en el caso del río Yásica.

Su edad es Holoceno

2.3.1.5. Zonas endorreicas, ciénagas. (23) Arcillas ricas en materia orgánica y limos. Holoceno.Q₄.

Se ha cartografiado como zona endorreica o ciénaga una extensión de unos 2,5 Km² en el valle del Cibao, al S de San Francisco Arriba.

Se trata de un sector llano limitado por el S por la traza más reciente y meridional de la Falla Septentrional, cuyo escarpe indudablemente ha provocado el mal drenaje por escorrentía superficial de esta zona. Estos depósitos, de escaso espesor en todo caso, están formados por arcillas con un cierto contenido en limos y arenas y muy ricas en materia orgánica, por lo que presentan tonos oscuros. Igualmente son de edad Holoceno.

2.3.2. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional

2.3.2.1. Coluviones (22). Cantos, gravas, arenas y limos. Holoceno. Q₄.

Los coluviones están situados en la zona de la Cordillera y tienen una escasa representación dada la intensidad de los procesos erosivos.

Están formados por cantos y gravas angulosos de areniscas, rocas volcánicas e ígneas, arenas y limos de cuarzo cuando su área fuente proviene de las formaciones La Toca y Altamira. Los que provienen de las formaciones Villa Trina y Los Haitises, presentan una

litología de gravas y cantos carbonatados en una matriz margosa. Tienen espesores métricos.

Estos depósitos se han originado en el Holoceno.

2.3.2.2. Deslizamientos de ladera (26). Bloques, cantos, gravas y arcillas. Holoceno. Q₄.

En la Hoja de San Francisco Arriba, los deslizamientos representan el tipo de depósitos cuaternarios con mayor representación. Se desarrollan en todo el sector ocupado por la Cordillera Septentrional, siendo los de mayor extensión los desarrollados en ambas laderas del valle del río Yaroa, en la vertiente meridional de La Cumbre y en la ladera septentrional de la Loma de Diego de Ocampo. El material deslizado corresponde mayoritariamente a las calizas de la Fm. Los Haitises, que movilizan importantes volúmenes de bloques de tamaño hasta hectométrico de calizas arrecifales y pararrecifales, teniendo menor representación los deslizamientos cuyas raíces son los materiales turbidíticos o conglomeráticos de las formaciones La Toca y Altamira.

En algunos casos alcanzan desarrollos longitudinales que superan los 2.3 km, como en el valle del Yaroa. Corresponden en su mayoría a deslizamientos traslacionales, en algunos casos parecen rotacionales, y es muy probable que muchos se hayan movilizado en sucesivos momentos. Buena parte de las cicatrices de los deslizamientos están claramente ligadas a los trazados de los diversos accidentes siniestros que configuran la tectónica de la zona. En su génesis o posibles removilizaciones, los factores condicionantes son las intensas precipitaciones, en particular durante la estación de los huracanes, la diferencia de permeabilidades y comportamiento reódico entre formaciones de distinta competencia, las altas pendientes y, sin duda, la intensa actividad neotectónica. Su edad se atribuye al Holoceno, sin descartar que los más antiguos pudieran corresponder al Pleistoceno superior.

2.3.3. Depósitos kársticos

2.3.3.1. Fondos de dolina. (23). Arcillas rojas de tipo *Terra Rossa*. Holoceno. Q₄.

Esos depósitos se localizan entre La Cumbre y la Loma del Alto de Gurabito, como fondo de pequeñas dolinas o uvalas. En el borde N de la Hoja, al E de Ojo de Agua, un valle ciego (polje) capturado por el arroyo Martinico presenta su mayor extensión superficial.

Están formadas por arcillas de descalcificación de tipo "Terra Rossa", que constituyen los residuos insolubles del proceso de karstificación de los materiales calcáreos de la Fm. Los Haitises. El espesor es escaso, del orden de hasta 2-3 m.

Su edad es Holoceno.

3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA

En este capítulo se describe la petrología y geoquímica de las rocas que constituyen los complejos volcano-plutónicos representados en la Hoja. El capítulo es un resumen de los informes correspondientes elaborados en este proyecto para este sector de la Cordillera Septentrional (Escuder Viruete, 2010 a y b). Por su importancia de cara a conclusiones de ámbito regional, especialmente en el caso de la geoquímica, ocasionalmente se citan datos o se hace referencia a unidades o tipos petrológicos que están representados en Hojas contiguas. El capítulo concluye con un resumen de las dataciones absolutas obtenidas en la Hoja de San Francisco Arriba o en Hojas contiguas con implicaciones en ella.

3.1. Petrología

3.1.1. Petrología de las rocas del Complejo Pedro García (unidades cartográfica N°s 1 y 2)

El complejo de Pedro García se ha estudiado exclusivamente en la presente Hoja de San Francisco. Los principales tipos petrográficos estudiados son rocas volcánicas lávicas basálticas, porfídicas (6074IJR9027 y 6074IJR9028), microporfídicas (6074IJR9016) y afaníticas (6074IJR9052), variablemente vesiculares; brechas y microbrechas basálticas, poligénicas, alteradas (6074IJR9012); lavas dacíticas y riolíticas porfídicas y variablemente alteradas (6074IJR9051 y 6074IJR9006); tobas máficas cristal-líticas y cristal-vítreas, masivas (6074IJR9014 y 6074IJR9013); areniscas y microconglomerados volcanoclásticos, masivos (6074IJR9015); e intrusiones de tonalitas y trondhjemitas alteradas (6074IJR9018).

3.1.1.1. Basaltos porfídicos y afaníticos, variablemente vesiculares

Las rocas volcánicas coherentes del Complejo son de composición basáltica a basáltico andesítica y relativamente variadas texturalmente, reconociéndose tipos porfídicos, microporfídicos, vesiculares y afaníticos. En un mayor o menor grado, todas ellas están afectados por una alteración hidrotermal de tipo espilítico. Al microscopio en ellas se distinguen fenocristales de tamaños milimétricos y submilimétricos, y una mesostasia o matriz afanítica marrón-verde oscura, frecuentemente amigdalara. Los fenocristales son de plagioclasa, de clinopiroxeno y de otros ferromagnesianos reemplazados pseudomórficamente, posiblemente olivino. Las plagioclasas son prismas de idio- a alotriomorfos, con zonado oscilatorio irregular y maclado, en general recrystalizadas por la alteración a agregados de albita, epidota y sericita. El clinopiroxeno augita forma

microfenoblastos frescos y variablemente reemplazados por epidota y clorita. Los pseudomorfos de posible piroxeno u hornblenda están formados por agregados de epidota, esfena, clorita y opacos. La matriz está constituida por un entramado de microfenoblastos de plagioclasas tabulares idio- y subidiomorfos, y material micro y criptocristalino oscuro resultante de la recristalización del vidrio. La matriz está reemplazada por agregados de sericita, clorita, prenhita, albita, óxidos de Fe-Ti y opacos, así como por agrupaciones de esferulitos procedentes de la desvitricación. En algún caso se han observado restos de texturas perlíticas. La alteración tardi-magmática ha dado lugar a reemplazamientos y a la formación de venas milimétricas de calcita, epidota, albita, sericita y óxidos de Fe. Las vesículas están rellenas por pumpellita, prenhita, albita, adularia y clorita.

3.1.1.2. Dacitas y riolitas porfídicas, alteradas

Las rocas volcánicas ácidas están también afectadas por una alteración hidrotermal generalmente intensa. Se trata de lavas dacíticas o riodacíticas, de texturas porfídicas y afaníticas, con plagioclasa y cuarzo como fenocristales, inmersos en una matriz de micro a criptocristalina de composición cuarzo-feldespática, extensamente recristalizada. En ellas no se observan ferromagnesianos preservados. Al microscopio, la plagioclasa forma fenocristales milimétricos, de subidio a alotriomorfos, que aparecen tanto como cristales individuales como formando microagregados en sinneusis. Aunque se preserva su zonado simples u oscilatorio en ocasiones, generalmente están albitizadas, epidotizadas y sericitizadas de forma zonal. El cuarzo forma granos aplastados, agregados microcristalinos y parches de granos xenomorfos muy recristalizados. La alteración hidrotermal ha dado lugar a reemplazamientos por agregados de sericita-illita, clorita, prenhita, pumpellita, cuarzo, calcita, epidota amarilla y óxidos de Fe-Ti.

3.1.1.3. Brechas y microbrechas basálticas, poligénicas, alteradas

Las rocas piroclásticas del Complejo constituyen brechas volcánicas, con clastos de tamaños entre 2 y 64 mm diámetro, de composición generalmente basáltica, y de matriz afanítica, afectada en grado variable por un proceso de alteración submarina hidrotermal ("espilitica"). Aunque algunas facies son autobrechas, la naturaleza generalmente poligénica de los fragmentos indica que se trata de depósitos piroclásticos, posiblemente resedimentados por flujos en masa en un medio subacuoso. Al microscopio, los clastos son de basaltos generalmente porfídicos, pero también afaníticos y, en general, muy vesiculares,

clasificables como basaltos toleíticos plagioclásicos, piroxénicos u olivino-piroxénicos. En los clastos, los fenocristales son de plagioclasa idio y subidiomorfa, frecuentemente en agregados glomeroporfídicos. El olivino forma xenocristales serpentinizados o cloritizados. Tanto el clinopiroxeno augítico como el ortopiroxeno hipersténico están asociados a las plagioclasa. La alteración hidrotermal ha originado el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos; de la plagioclasa a albita, epidota, prenhita, sericita y zeolitas; y de la mesostasia a agregados de clorita, sericita y opacos micro y criptocristalinos. La espilitización rellena los huecos de los fragmentos lavas vesiculares (amigdalas) por parches y agregados zonados de cuarzo, clorita, calcita y pumpellita, que frecuentemente forma agregados verdes fibroso-radiales drúsicos.

3.1.1.4. Tobas máficas cristal-líticas y cristal-vítreas, masivas

Las rocas piroclásticas del Complejo formadas por clastos de menor tamaño de grano (entre 2 y 0,25 mm de diámetro), constituyen depositos de tobas de grano grueso, cuya composición es fundamentalmente feldespática y lítica volcánica máfica. En general, los clastos están bien seleccionados por el tamaño de grano, pero sin estructura interna en el depósito, siendo masivo. Los clastos están constituidos por fenocristales enteros y rotos de plagioclasa, y por fragmentos angulosos y subredondeados de rocas volcánicas máficas, tanto microporfídicas como afaníticas variablemente espilitizadas, con subordinados de vidrio volcánico, que aparece desvitrificado y reemplazado por palagonita, clorita y opacos. Modalmente, los fragmentos de fenocristales son más abundantes que los líticos, resultando tobas de cristales y más comúnmente cristal-líticas. En algunos casos, la escasez de líticos da lugar a tobas cristal-vítreas. En los clastos, los fenocristales submilimétricos son generalmente de plagioclasas tabulares con macla simple y subordinadamente de piroxenos idio- y subidiomorfos. La plagioclasa está a menudo reemplazada a un agregado de sericita (anubarrada), albita, epidota y pumpellita. El aplastamiento y la recristalización de los líticos han dado lugar a la formación de epimatriz y la difuminación de sus bordes. La alteración ha dado lugar a su extensa recristalización a un agregado micro a criptocristalino neoforado de albita, calcita, cuarzo, sericita-illita, clorita, epidota, pumpellita, óxidos de Fe y opacos, en el que no se observa ningún tipo de orientación preferente.

3.1.1.5. Areniscas y microconglomerados volcanoclásticos, masivas

Las rocas de procedencia volcanoclástica resedimentaria o, más bien, volcanogénica sedimentaria, son areniscas de grano grueso y microconglomerados, masivas, sin estructura interna, de clastos heterogranulares y de muy diversa composición. Al microscopio, los clastos son predominantemente angulosos y subredondeados de fragmentos de rocas volcánicas básicas poligénicas, de microtexturas variadas (porfídicas, afaníticas, vesiculares y muy vesiculares), variablemente espilitizadas y, de forma característica, ferruginizadas, sugiriendo un episodio de exposición subaérea. Hay también fragmentos de vidrio volcánico, desvitrificado y reemplazado por palagonita, clorita y opacos; y de fenocristales enteros y rotos de plagioclasa y piroxeno. Los fenocristales de plagioclasa están a menudo reemplazados por un agregado de sericita, albita, epidota y pumpellita. Aunque esporádicos, algunos clastos son de rocas plutónicas cuarzo-feldespáticas (tonalitas), bioclastos y de calizas micríticas, los cuales no son habituales en las brechas volcánicas del Cretácico Inferior. La matriz entre los clastos es muy escasa y de naturaleza de sericita-illita y clorita. Los cementos son de calcita microcristalina y de esparita en grandes placas.

3.1.1.6. Tonalitas y trondhjemitas alteradas

En el Complejo intruyen plutones y diques de magmas ácidos, de composición tonalítica y trondhjemítica. Se trata de rocas granitoides de textura isótropa inequigranular, tendente a porfídica, localmente brechoide, con hornblenda como mineral máfico, y sin feldespato-K. A menudo están afectadas por una intensa alteración hidrotermal. Estas rocas poseen abundantes enclaves de rocas félsicas e intermedias recristalizadas. Al microscopio, están compuestas por un agregado de plagioclasa y cuarzo, con dominios intersticiales ricos en cuarzo de menor tamaño de grano, en el que se destacan dominios ricos en clorita y plagioclasa, producto del reemplazamiento de hornblenda y de posibles microenclaves máficos. El anfíbol es hornblenda y está parcial o completamente reemplazado por un agregado de clorita, epidota, esfena y opacos. La plagioclasa es subidio y xenomorfa, presenta un zonado normal oscilatorio, e inclusiones de pequeñas gotas de cuarzo. Esta variablemente reemplazada por agregados de sericita, epidota, prehnita y opacos. El cuarzo forma agregados de grandes cristales y granos menores intersticiales. A menudo el agregado mineral no posee una buena cristalinidad, como resultado de la recristalización estática y reemplazamientos asociados a la alteración hidrotermal por fluidos tardi- y post-

magmáticos. Con dicha alteración se desarrollaron sistemas de venas tardías rellenas de cuarzo con subordinada epidota, calcita (en grandes parches) y sericita.

3.2. Geoquímica

3.2.1. Geoquímica comparativa de las rocas de los complejos de basamento de arco de isla del sector occidental de la Cordillera Septentrional

El Complejo de Pedro García como ya se ha indicado, está constituido por rocas volcánicas máficas y ácidas; brechas basálticas generalmente alteradas; tobas; depósitos volcanoclásticos resedimentados y rocas sedimentarias volcanogénicas. Estas rocas son petrológicamente similares a las que constituyen el Complejo de Palma Picada, aunque posiblemente existen rocas volcánicas y sedimentarias más recientes en el complejo de Pedro García. La única muestra analizada para geoquímica de roca total del Complejo constituye un intrusivo de composición gabroica con hornblenda (ver tabla 3.2.1.). A continuación se incluye el resumen de un estudio geoquímico comparativo realizado a partir de muestras recogidas en los distintos complejos del basamento de arco de islas representados en el sector occidental de la Cordillera Septentrional (especialmente las del complejo de Palma Picada, aflorante en las Hojas contiguas al oeste) cuyas principales conclusiones son extrapolables al Complejo de Pedro García. Más detalles sobre la geoquímica de estos complejos se pueden encontrar en el informe correspondiente (Escuder Viruete, 2010 b)

3.2.1.1 Descripción geoquímica de los materiales

Las rocas volcánicas del Complejo Palma Picada pueden ser clasificadas en el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) que está basado en elementos traza inmóviles, evitando así la presumible movilidad de los elementos mayores y trazas durante los procesos de alteración. La alteración es intensa en estas rocas, como revelan los valores de LOI de entre 4 y 11%, por lo que la composición de elementos mayores fue recalculada al 100%. En dicho diagrama, las rocas volcánicas máficas del Complejo Palma Picada son subalcalinas y gradúan en composición desde basaltos andesíticos a andesitas (Fig. 3.2.1), lo cual es consistente con su composición de elementos mayores y la naturaleza de los fenocristales. Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas del Complejo El Cacheal presentan un moderado rango en el contenido en SiO₂, graduando desde 44,6 a 61,3 wt%,

para contenidos de moderados a altos en MgO entre 2,9 y 9,5 wt%, presentando una gran parte contenidos >5 wt%, típicos de andesitas/basaltos ricos en MgO, y relativamente bajos en TiO₂ entre 0,5 y 1,0 wt% (Fig. 3.2.2).

Estas rocas muestran un aumento en SiO₂, álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO (no mostrados). Generalmente, TiO₂, Fe₂O_{3T}, Al₂O₃ y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo en torno a un 5 wt% MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación de inicialmente olivino y Cr-espinela, después a la del clinopiroxeno, ortopiroxeno y la plagioclasa, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales observada. Sin embargo, algunas muestras presentan FeO^{*}_T/MgO bajas y no muestran el típico enriquecimiento en Fe de las rocas toleíticas. Estos aspectos quedan manifestados en el diagrama FeO^{*}/MgO frente al SiO₂ de la Fig. 3.2.1b y c, donde las rocas máficas del Complejo Palma Picada caen generalmente en el campo toleítico, definiendo una tendencia característica de las series de arco ricas en Fe (Arculus, 1994). Sin embargo, algunas muestras, que además presentan valores de la relación (La/Yb)_N>4 (entre 8,7-4,9), característicos de la serie calco-alcalina, caen en el campo calco-alcalino y posiblemente definen una serie pobre en Fe.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, todas las rocas volcánicas e intrusivos máficos relacionados del Complejo Palma Picada se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb, Sr y K) y LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y Y) y HREE (Fig. 3.2.5), típico de los magmas generados en zonas de subducción. Estas rocas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La), y el patrón de HREE es plano. Sin embargo, la comparación de muestras con un similar Mg# revela la existencia de diferencias tanto en las abundancias absolutas de los elementos traza, como en su distribución en el diagrama multielemental (Fig. 3.2.5). En base al contenido en Ti y Zr, así como de los valores en las relaciones entre elementos incompatibles, particularmente (La/Yb)_N, las rocas volcánicas máficas del Complejo Palma Picada pueden ser divididas en cuatro grupos geoquímicos, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos: toleitas de arco isla (IAT), o grupo I; toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; y rocas calco-alcalinas, o grupo III. Estos grupos de materiales son descritos a continuación.

Otras comparaciones en diferentes diagramas de rocas del Complejo Palma Picada con rocas de otros complejos relacionados, entre ellos el Complejo de Pedro García, debidamente argumentadas en el informe correspondiente se pueden observar en las Figs 3.2.3 y 3.2.4.

3.2.1.2. Toleitas de arco isla (IAT), grupo I

Se incluyen en el grupo de IAT basaltos y basaltos andesíticos porfídicos, con y sin fenocristales de olivino, uno o dos piroxenos y plagioclasa, que forman flujos y depósitos de brechas y microbrechas monogenéticas. Se incluyen también intrusiones de microgabros y doleritas con olivino y piroxeno bastante primitivas. Presentan composiciones de poco a relativamente fraccionadas ($Mg\#=58-37$), con contenidos en TiO_2 , Zr y Nb del orden de 0,7-0,9 wt%, 40-78 ppm y 1,2-2,5 ppm, respectivamente. Los respectivos mayores valores en un microgabro son de 1,7%wt, 110 ppm y 3,3 ppm. Los contenidos en Cr (48-14, un valor de 212 ppm) y Ni (45-14 ppm) son generalmente inferiores a los de las muestras de los grupos II y III. Los contenidos en Th son de 1,0-1,8 ppm. En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, estas rocas presentan una distribución típica de IAT (Pearce *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995), con abundancias absolutas de HREE similares (0,5-0,8xN-MORB). Respecto a N-MORB, poseen valores altos de las relaciones REE/HFSE (p.e. La/Nb y Sm/Zr) que son típicas de IAT. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE plana o ligeramente enriquecida ($[La/Nd]_N=1,0-1,3$), pronunciada anomalía negativa en Nb (y Ta), ligeras anomalías negativas o positivas en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,5-1,3$) y HREE de planas a ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,3-1,8$). La muestra de microgabro posee una menor relación $[La/Nd]_N=0,8$. Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

3.2.1.3. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II

Este grupo II está representado por basaltos porfídicos con uno o dos piroxenos y plagioclasa, y las intrusiones de microgabros y dioritas con hornblenda (muestra del Complejo de Pedro García). Las dos muestras estudiadas presentan un $Mg\#$ muy contrastado, de 75 para el gabro (primitivo) y de 38 para el basalto (evolucionado). El contenido en TiO_2 varía entre 0,4 y 0,7 wt% y es inferior al grupo I. Los contenidos en Zr y Nb son bajos, de 50-24 ppm y 0,6-0,5 ppm, respectivamente. Los altos contenidos en Cr y Ni (595 y 20 ppm) del gabro primitivo contrastan con los (7 y 18) del basalto ya muy

evolucionado. Los contenidos en Th son bajos ($<0,7$). El diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB presenta un patrón similar al de las IAT del grupo I, con una marcada anomalía negativa en Nb-Ta y también bajas abundancias de HREE ($0,3-0,7 \times N\text{-MORB}$), pero de distribución más plana definida por un menor enriquecimiento en LREE. Poseen una ligera mayor anomalía negativa de Zr y Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=1,2-1,6$). Respecto al MP, presentan una distribución plana de LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,2-1,1$) y de HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=1,2-1,1$). Los contenidos bajos en TiO_2 y HREE, junto a las anomalías negativas en Zr-Hf, sugieren una fuente algo más empobrecida que en el grupo I. El bajo contenido en LREE sugiere una menor componente subductiva.

3.2.1.4. Andesitas calco-alcálicas, grupo III

Pertencen al grupo III rocas basáltico-andesíticas porfídicas, con uno o dos piroxenos y plagioclasa, y depósitos de brechas líticas, cristal-líticas y lítico-vítreas monogenéticas. Se trata de rocas poco fraccionadas ($\text{Mg}\# = 67-55$), con contenidos bajos en TiO_2 entre 0,5 y 0,7 wt%. Sin embargo, para valores de MgO entre 9 y 4wt%, los contenidos en Zr y Nb son relativamente bajos y del orden de 50-42 y 2,5-1,2 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (685-410 ppm) y Ni (118-60 ppm) son mayores a los de las muestras del grupo I. Los contenidos en Th son los más altos (3,1-1,8). Aunque no hay muchas muestras, presentan un descenso de TiO_2 , Fe_2O_3 y Zr con el incremento de la fraccionación monitorizado con el MgO, con mayores relaciones de $(\text{La}/\text{Yb})_N > 4$ (8,7-4,9) y Zr/Y característicos de una tendencia de fraccionación calco-alcálica. El diagrama multielemental es típico de magmas relacionados con subducción, con un variable enriquecimiento en los elementos movilizados tales como Th, LILE (particularmente el Sr y Pb) y LREE. El patrón es muy similar al de las IAT del grupo I, pero con una ligera menor abundancias de HREE ($0,5-0,8 \times N\text{-MORB}$), ligero mayor enriquecimiento en LREE y ligera fraccionación HREE. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE más enriquecida que las IAT ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,6-2,1$), ligera mayor anomalías negativa en Zr-Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=0,5-0,7$) y HREE ligeramente enriquecidas ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=1,7-3,0$). Estas características sugieren una fuente consistente en un manto empobrecido afectado por una mayor componente subductiva que enriquece los LILE, Th y LREE.

Hoja	Muestra	Clasificación
Complejo de Puerto Plata		
Puerto Plata	6075IIM9112B	GABRONORITA, GABRONORITA CON OLIVINO
Puerto Plata	6075IIM9112	GABRONORITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Luperón	6075IVJM9278	GABRO A GABRONORITA GRANO GRUESO PROTOMILONÍTICA
Luperón	6075IVJE91119B	GABRO OLIVÍNICO A GABRONORITA GRANO GRUESO BANDEADA
Luperón	6075IVJE91119A	TROCTOLITA A WEHLITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9122	TROCTOLITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9124	TROCTOLITA BANDEADA CON GABRO OLIVÍNICO
Luperón	6075IVJM9194	GABRO ANORTOSÍTICO A ANORTOSITA
Imbert	6075IIHH9112	GABRONORITA OLIVÍNICA DE GRANO MEDIO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9111	GABRONORITA GRANO MEDIO FOLIADA PROTOMILONÍTICA
Puerto Plata	6075IIM9427A	BASALTO CON CLINO Y ORTOPIROXENO MICROPORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9120	BASALTO CON PLAGIOCLASA Y PIROXENO PORFÍDICO ALTERADO
Luperón	6075IIM9272B	ANDESITA CON HORNBLENDA Y PLAGIOCLASA, PORFÍDICA
Imbert	6075IIHH9126	BASALTO PLAGIOCLASICO PORFÍDICO
Complejo de Palma Picada		
Imbert	6075IIHH9132	BASALTO CON ORTO Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
El Mamey	5975I1FP9092A	TOBA LÍTICA-VITREA ANDESÍTICA DE GRANO FINO
El Mamey	5975I1FP9091	BASALTO CON OLIVINO Y ORTO Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9113	MICROGABRO O DOLERITA CON CLINOPIROXENO Y OLIVINO
El Mamey	5975I1FP9092B	TOBA CRISTAL-LÍTICA BASÁLTICA DE GRANO GRUESO A TOBA
Imbert	6075IIHH9129	BASALTO PLAGIOCLASICO PORFÍDICO VESICULAR
Imbert	6075IIM9271	-
Imbert	6075IIHH9130	BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9128	BASALTO CON ORTO Y CLINOPIROXENO PORFÍDICO
Esperanza	6074IVJR9047	ANDESITA PORFÍDICA ALTERADA
Esperanza	6074IVJR9048	ANDESITA MICROPORFÍDICA BRECHIFICADA
Imbert	6075IIHH9131	BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, CIZALLADO
Imbert	6075IIHH9133	LEUCOGRANITO DE GRANO GRUESO CON HORNBLENDA Y BIOTITA
Complejo de Pedro García		
San Francisco Arriba	6074IIR9073	MICROGABRO HORNBLÉNDICO

Tabla 3.2.1. Relación de muestras utilizadas para el estudio geoquímico

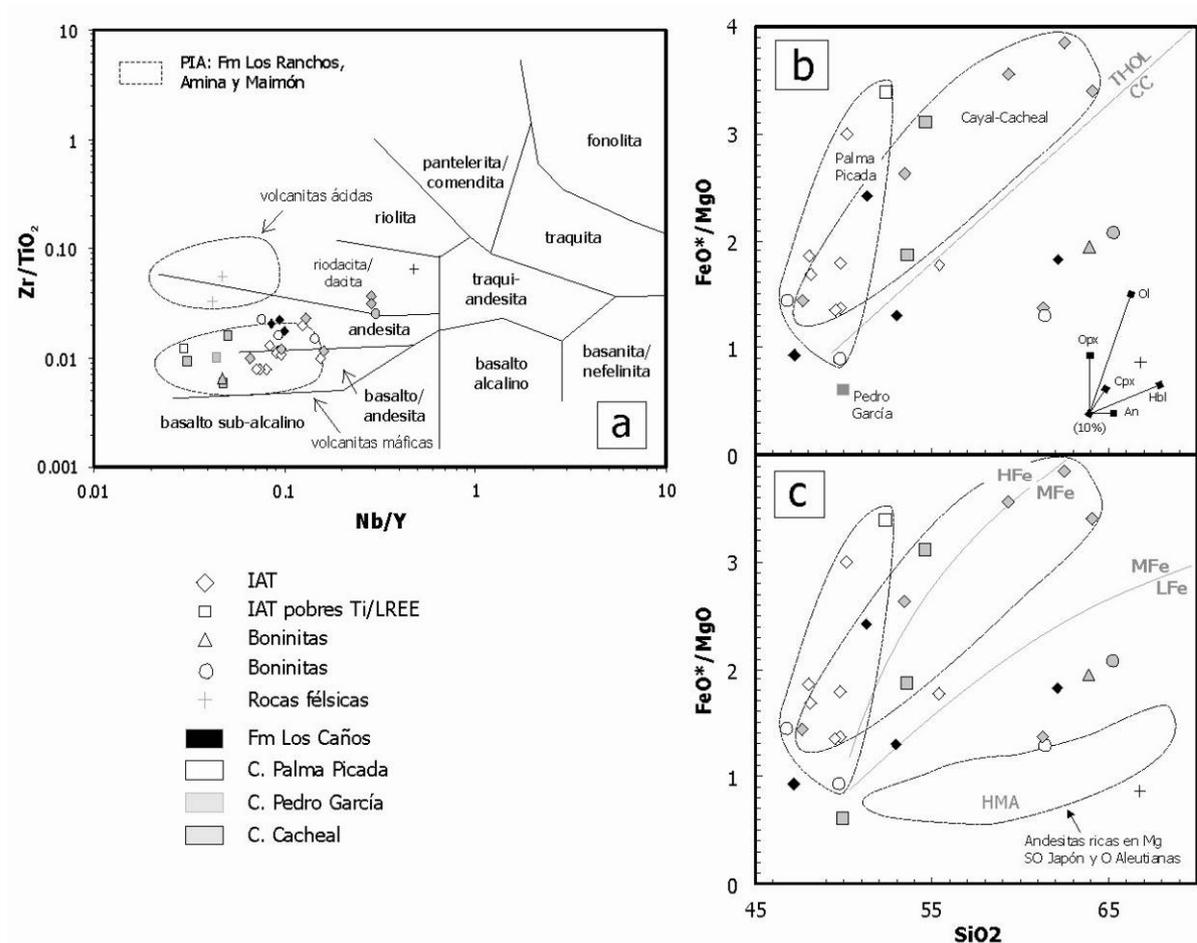


Fig. 3.2.1. Características geoquímicas del Complejo El Cacheal, Complejo Pedro García, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO₂, mostrando como comparación los campos composicionales de las rocas volcánicas máficas y ácidas del primitivo arco isla Caribeño (PIA); (b y c) Covariation of SiO₂ and FeO*/MgO. En las figuras, las rocas volcánicas son comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO de SO Japón y O Aleutianas. También se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para el olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb), y plagioclasa (An₈₀), determinados para una composición andesítica magnesiana promedio, y los límites entre los campos toleítico y calco-alcálico, así como los de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe (Arculus, 1994)

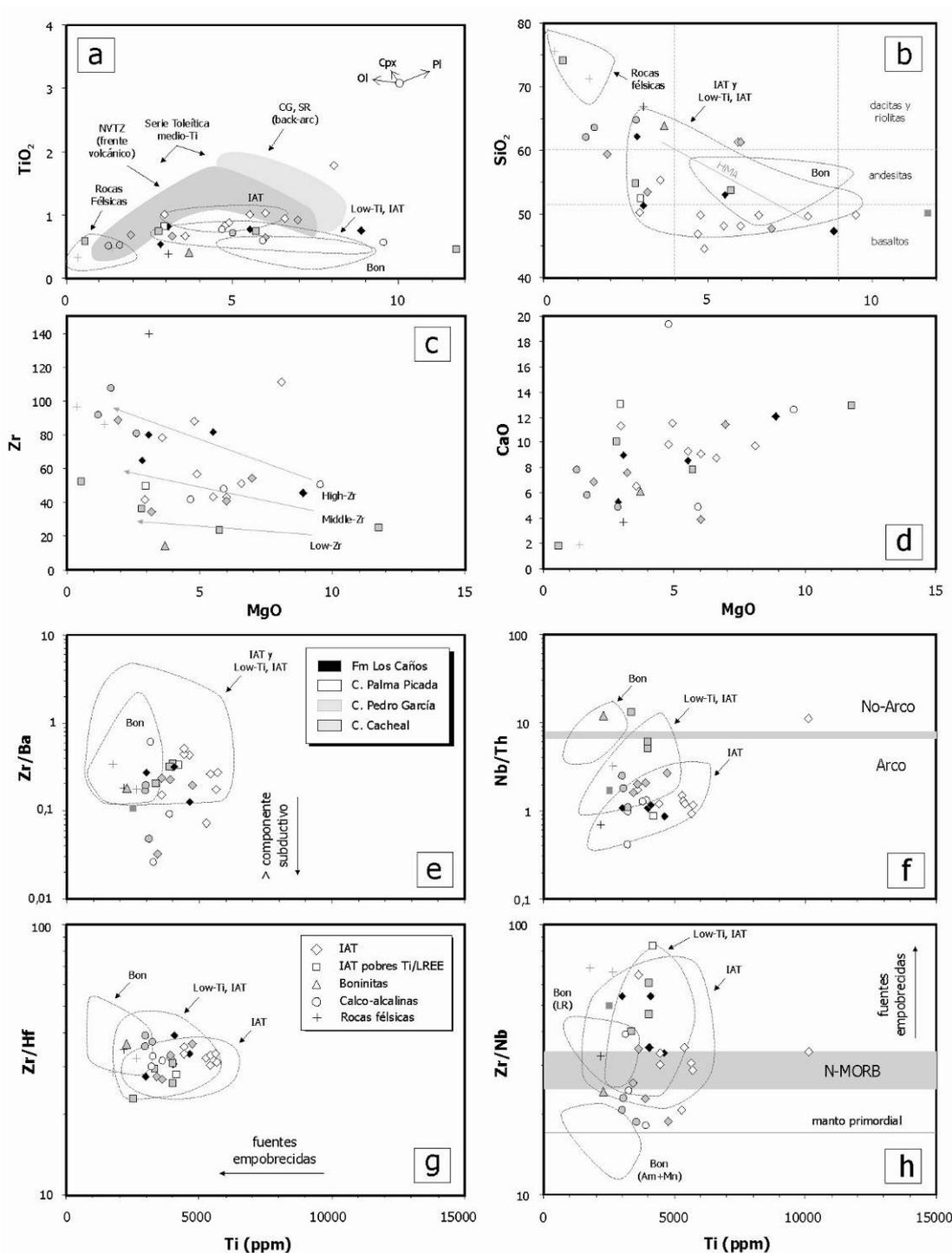


Fig. 3.2.2.(a y b). Diagramas de TiO₂, SiO₂, Zr y CaO frente al MgO (wt%) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de los grupos geoquímicos distinguidos en la Fm os Ranchos: IAT, toleitas de arco isla; Low-Ti IAT, toleitas de arco isla pobres en Ti (Zr y LREE); Bon, boninitas; (c, d, e y f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb frente al Ti (ppm) para las rocas del Complejo Pedro García, Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de la Fm Los Ranchos.

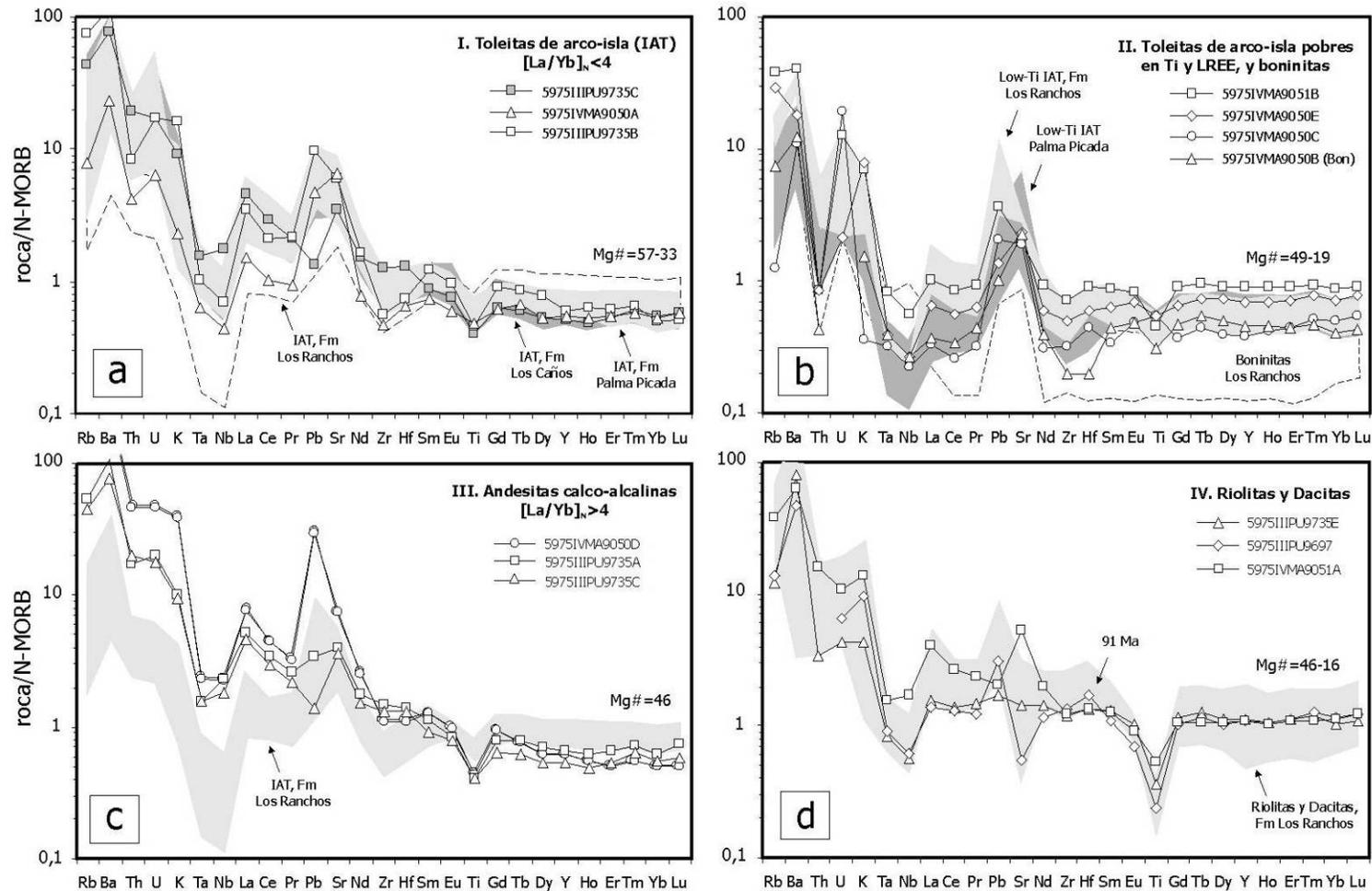


Fig. 3.2.3.(a, b, c y d) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas del Complejo El Cacheal y su comparación con rocas del Complejo Palma Picada (b)

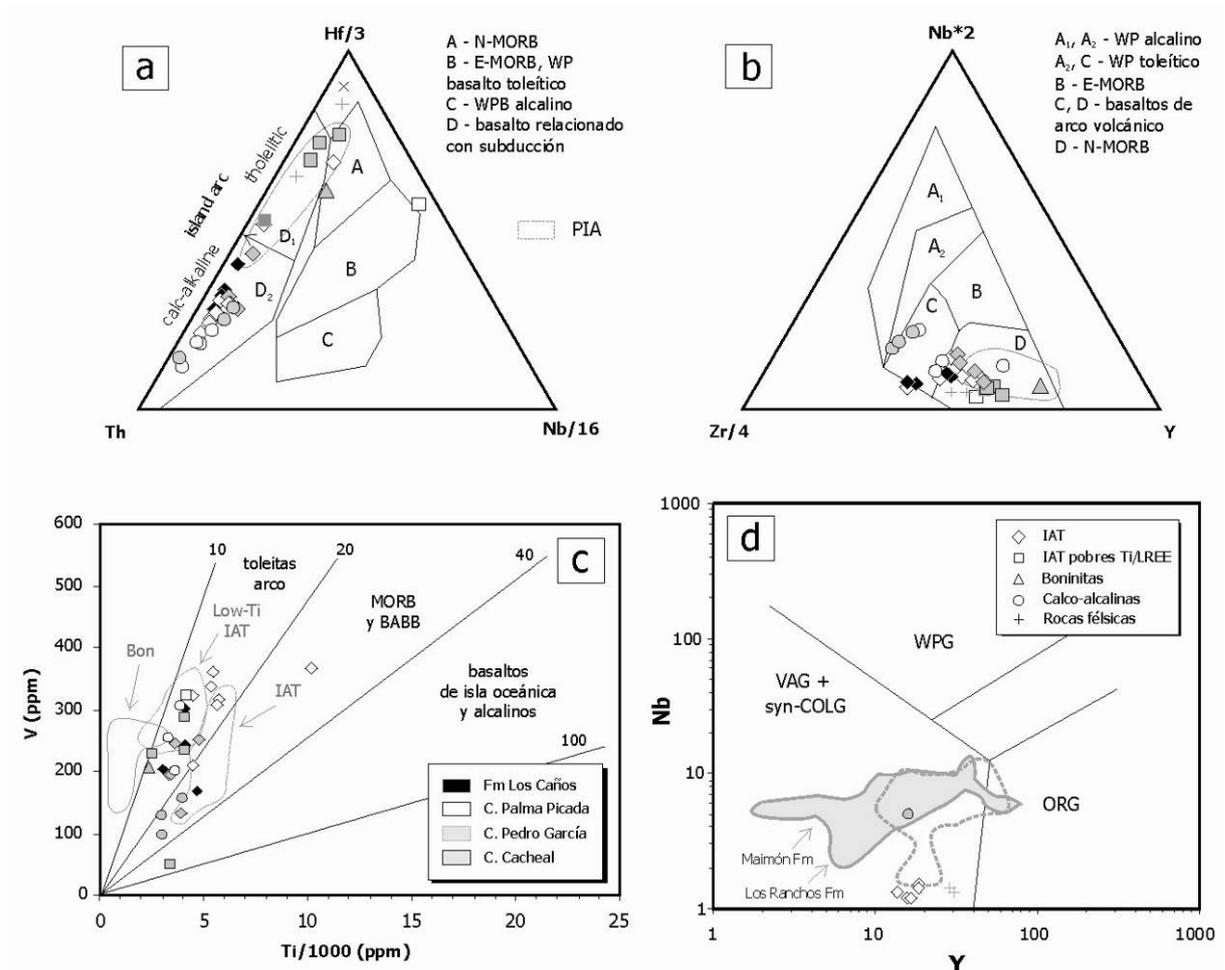


Fig. 3.2.4. Características geoquímicas del Complejo Pedro García, Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Ti-V de Shervais (2001); y (d) Diagrama Y-Nb de Pearce (1983).

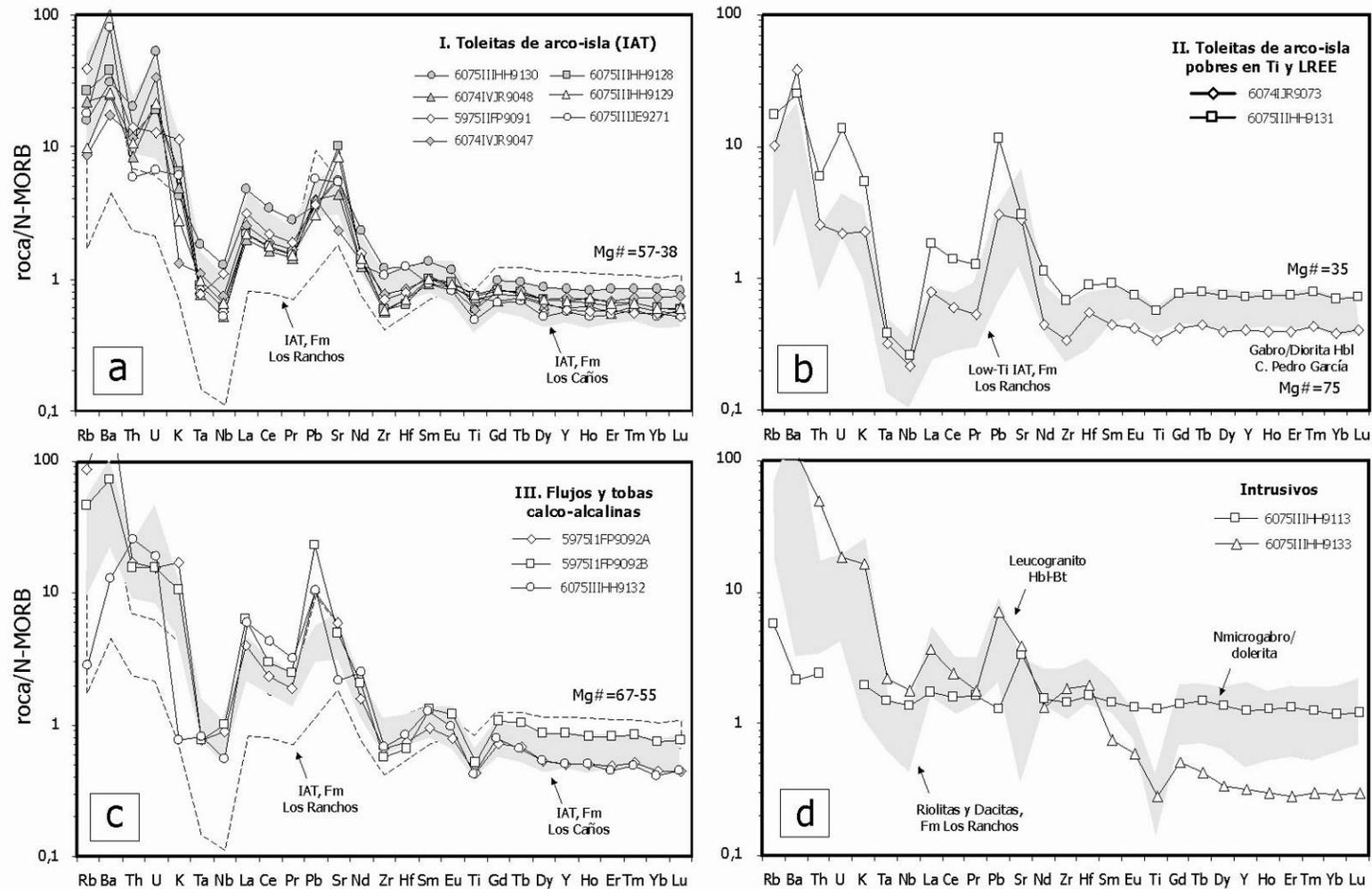


Fig. 3.2.5. Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para (a, b y c) las rocas máficas del Complejo Palma Picada y (d) la intrusión de microgabros en el Complejo de Pedro García y el leucogranito con hornblenda y biotita encajado en la Fm Los Caños.

3.3. Dataciones absolutas

En este apartado se resumen los análisis geocronológicos realizados (métodos U/Pb o Ar/Ar) en muestras de rocas de los complejos de basamento del sector occidental de la Cordillera Septentrional, cuyos resultados tienen implicaciones o merecen ser considerados en la presente memoria. Las dataciones se han realizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vancouver (Canadá). Los procedimientos analíticos seguidos se describen en los Informes de Friedman (2010) y Gabites (2010) La tabla 3.3.1 recoge las principales características de las muestras analizadas y los resultados obtenidos en cada una de ellas.

En su conjunto, las dataciones obtenidas tienen buen encaje con la estratigrafía e historia geológica deducida o propuesta en esta memoria, pero algunas de ellas tienen una difícil interpretación. En estos últimos casos la datación obtenida se ha subordinado o condicionado al resto de datos geológicos.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo El Cacheal

El complejo El Cacheal no está representado en la Hoja de Imbert, pero su presencia tiene importancia para la interpretación regional. En la Hoja de Villa Vázquez, la riolita **5975IIIPU9697** ha proporcionado dos edades por el método de U-Pb en zircones. Tres fracciones de xenocristales dan una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $122,7 \pm 0,3$ Ma y dos fracciones de zircón magmático primario dan lugar a una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $90,9 \pm 0,5$ Ma. Probablemente, el evento de 122,7 Ma registra en zircones heredados el magmatismo de arco del Cretácico Inferior, análogo al de la Formación Los Ranchos, y el evento de 91 Ma da cuenta de la edad de enfriamiento de los magmas félsicos. Posiblemente la cámara magmática generada en el Cretácico Superior asimila zircones del encajante volcánico Cretácico Inferior en un nivel cortical ya superficial, ya que no se han obtenido en las dataciones U-Pb líneas de discordia.

Muestra	Coord. geograf.		Hoja 1:50.000	Complejo Unidad o Formación	Litología	Edad (Ma)	Error (Ma)	Método
	Latitud	Longitud						
5975III-PU9697	19,8223	-71,3151	Villa Vázquez	C. El Cacheal	Riolita	122,70	0,30	U/Pb, xenocristales
						90,90	0,50	U/Pb, zircon
5975II-FP9091	19,7489	-71,1616	El Mamey	C. Palma Picada	Basalto de brecha espilitizada	64,26	0,96	Ar/Ar WR, Plateau
						65,60	4,90	Ar/Ar WR, Isócrono N
						66,10	4,80	Ar/Ar en WR, Isócrono I
6075III-HH9126	19,7070	-70,9750	Imbert	C. Palma Picada	Basalto porfídico	50,44	0,85	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						48,80	3,50	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						48,50	2,50	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075III-HH9128	19,6915	-70,9747	Imbert	C. Palma Picada	Basalto porfídico	49,7	0,5	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						51,1	0,7	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						51,1	0,7	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6074I-JR9073	19,6239	-70,6907	San Francisco	C. Pedro García	Gabro/Diorita	49,80	2,90	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						57,00	8,30	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						56,80	7,70	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6074I-JR9229C	19,6247	-70,6908	San Francisco	C. Pedro García	Tonalita	47,26	0,59	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						47,05	0,41	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						47,10	2,10	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6074I-JR9071	19,6221	-70,6909	San Francisco	C. Pedro García	Andesita	46,30	2,40	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						42,90	4,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						44,00	4,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075IV-JM9194	19,8429	-70,8015	Luperón	CBPP.Gabros y gabronoritas	Gabro anortosítico a anortosita	No hay zircon	U/Pb, zircon	
6075IV-JE91119B	19,8364	-70,7594	Luperón	CBPP.Gabros y gabronoritas	Gabro a gabronorita bandeada	126,1	0,3	U/Pb, zircon
6075III-HH9124	19,8121	-70,8061	Imbert	CBPP.Gabros y gabronoritas	Troctolita bandeada	55,0	8,0	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						55,5	9,6	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						55,5	9,6	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075IV-JE91119A	19,8364	-70,7594	Luperón	CBPP.Gabros y gabronoritas	Troctolita a wehrilita bandeada	?	?	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						185,00	39,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						187,00	38,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075II-JM9112	19,8254	-70,7436	Puerto Plata	CBPP.Gabros y gabronoritas	Gabronorita bandeada	35,8	8,1	Ar/Ar en Plg, Plateau
						32,0	11,0	Ar/Ar en Plg, Isócrono N
						34,0	13,0	Ar/Ar en Plg, Isócrono I
6075II-JM9271	19,8353	-70,7720	Puerto Plata	CBPP. Fm Los Caños	Andesita porfídica	81,60	2,70	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						80,20	6,70	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						80,60	6,50	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075II-JM9272B	19,8365	-70,7715	Puerto Plata	CBPP.Fm Los Caños	Andesita porfídica	?	?	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						81,9	5,8	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						91,0	11,0	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075III-HH9133	19,8024	-70,7756	Imbert	CBPP. Intrusivo en Los Caños)	Leucogranito	95,4	1,2	Ar/Ar en Bio, Plateau
						98,5	3,7	Ar/Ar en Bio, Isócrono N
						100,8	3,2	Ar/Ar en Bio, Isócrono I

Tabla 3.3.1. Cuadro resumen de las dataciones absolutas realizadas en rocas de los complejos de basamento del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada

En la Hoja de El Mamey, se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $64,26\pm 0,96$ (**5975IIFP9091**) en roca total de una muestra de basalto de una brecha espilitizada del complejo de Palma Picada. Esta edad del límite Cretácico-Terciario puede estar relacionada con procesos de alteración hidrotermal posteriores a la emisión de los basaltos.

En dos muestras de basaltos porfídicos recogidas en el complejo de Palma Picada en la Hoja de Imbert, se han obtenido unas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $50,44\pm 0,85$ (**6075IIHH9126**) y $49,74\pm 0,47$ Ma (**6075IIHH9128**) en hornblendas. La poca alteración de la hornblenda en estas rocas y la calidad de las dataciones sugieren la existencia de un volcanismo máfico de edad Eoceno Inferior.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Pedro García

En la Hoja de San Francisco Arriba se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $49,8\pm 2,9$ Ma (**6074IJR9073**) en hornblenda de un gabro hornbléndico del complejo de Pedro García; y una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $47,56\pm 0,59$ Ma (**6074I-JR9229C**) en hornblenda de una tonalita del mismo complejo. En una tercera muestra de andesitas del complejo Pedro García recogida en esta misma Hoja se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $46,3\pm 2,6$ Ma en hornblenda, si bien en este caso existen algunas dudas sobre la numeración de la muestra (**6074IV-JR9070, 71 ó 72**). En cualquier caso, estas tres edades del Eoceno Inferior, son muy consistentes entre sí y se interpreta que pueden representar el periodo final de enfriamiento del magma máfico durante su emplazamiento, en el contexto del magmatismo de arco de isla del Cretácico Superior-Paleógeno Inferior relacionado con la subducción de la placa norteamericana bajo la placa caribeña.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Puerto Plata

La edad de $126,1\pm 0,3$ Ma obtenida por el método U-Pb en una única fracción concordante de zircones en las leucogabronoritas aflorantes en la costa de la Hoja de Luperón, próximas a la Punta La Paya (**6075IVJE91119B**) y referibles a la unidad de gabros y gabro-noritas, se interpreta como una evidencia de un magmatismo de arco de isla del Cretácico Inferior en el complejo de basamento de Puerto Plata.

En la Hoja de Luperón se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $81,9\pm 5,8$ en hornblenda en una andesita con hornblenda y plagioclasa porfídica de la Fm Los Caños Ma (**6075IVJM9272B**). Una segunda muestra de igual composición de esta misma formación recogida en la Hoja de Puerto Plata (**6075IIJM9272B**) ha dado edades isócronas normal e inversa (no se ha obtenido edad plateau) de 81 a 91 Ma. En la Hoja de Imbert se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $95,4\pm 1,2$ en biotita en un leucogranito con hornblenda y biotita Ma (**6075IIHH9133**). Estos leucogranitos intruyen en la Fm. Los Caños por lo que se deduce que la edad de al menos una parte de ésta formación debe ser anterior a esta edad. El espectro de estas edades indica la existencia de un magmatismo durante el Cretácico Superior, pero se presenta modificado por eventos térmicos posteriores. Por ejemplo, una muestra de troctolitas perteneciente a la unidad de gabros de la Hoja de Imbert (**6075IIHH9124**) ha proporcionado una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de 55 ± 8 Ma en hornblenda, posiblemente signifique una apertura del sistema por eventos térmicos en el Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. Finalmente, una gabronorita de la misma unidad recogida en la Hoja de Puerto Plata, ha proporcionado una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $35,8\pm 8,1$ Ma en plagioclasa (**6075IIJM9112**). Esta edad se interpreta relacionada con el levantamiento y enfriamiento del Complejo en el Eoceno Medio-Superior.

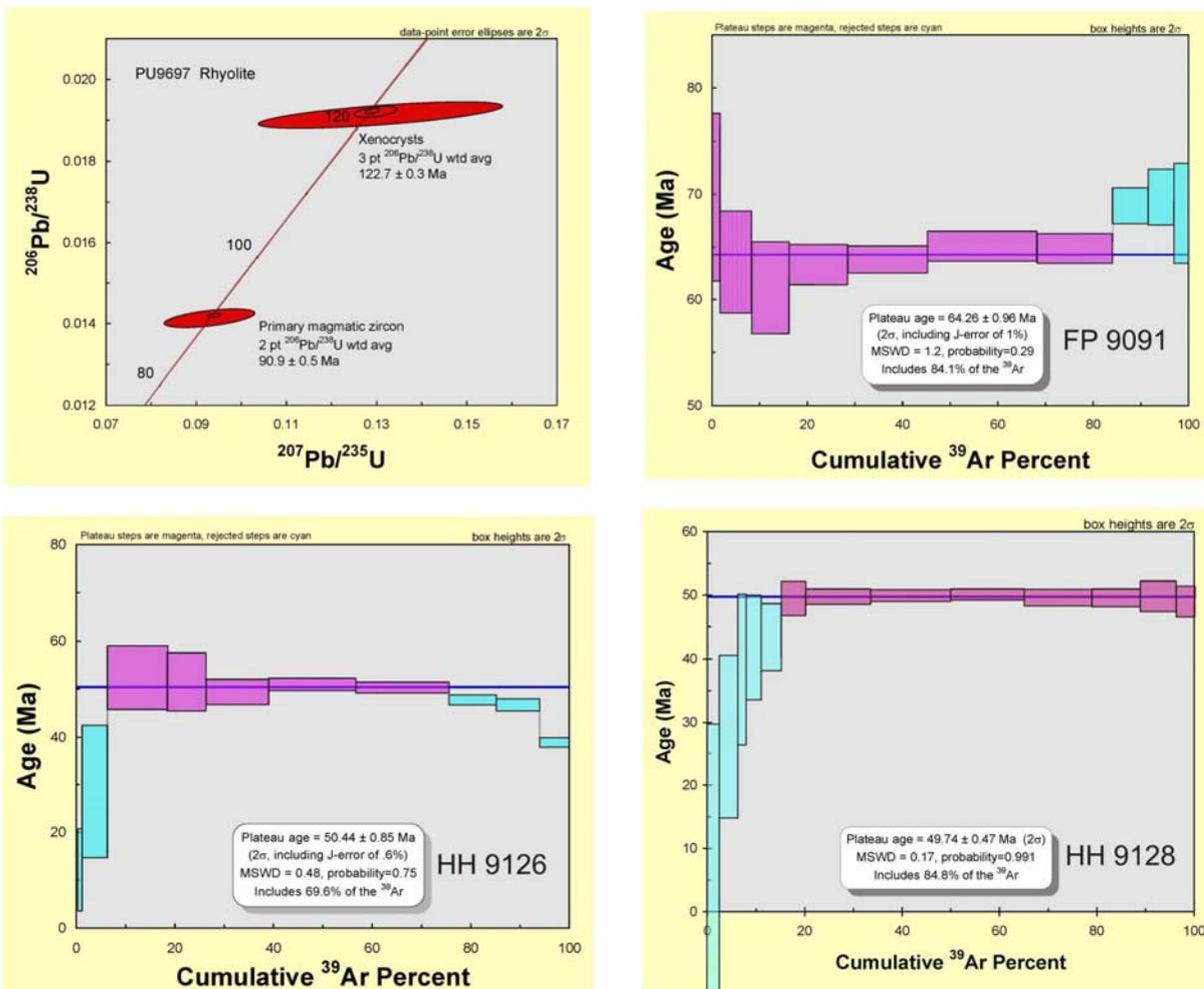


Fig 3.3.1. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en los complejos de El Cacheal y Palma Picada.

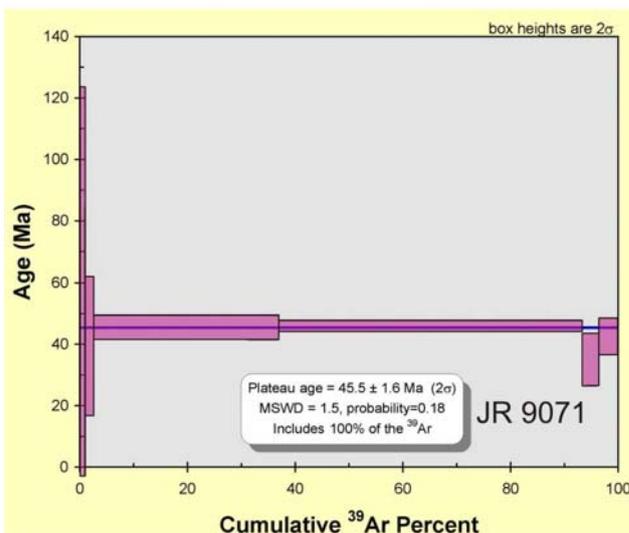
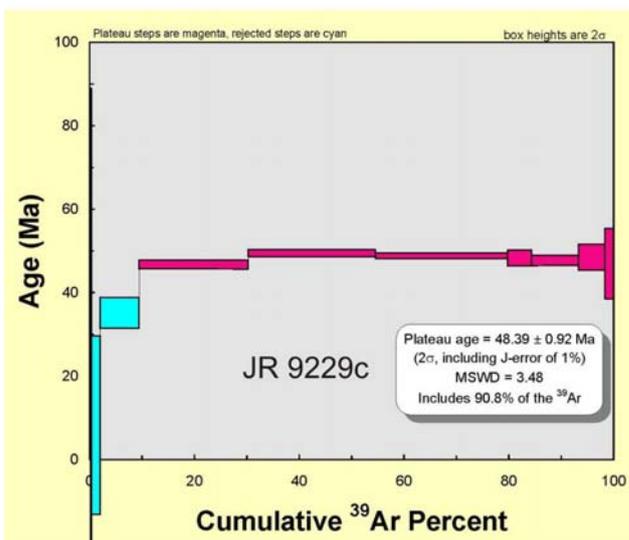
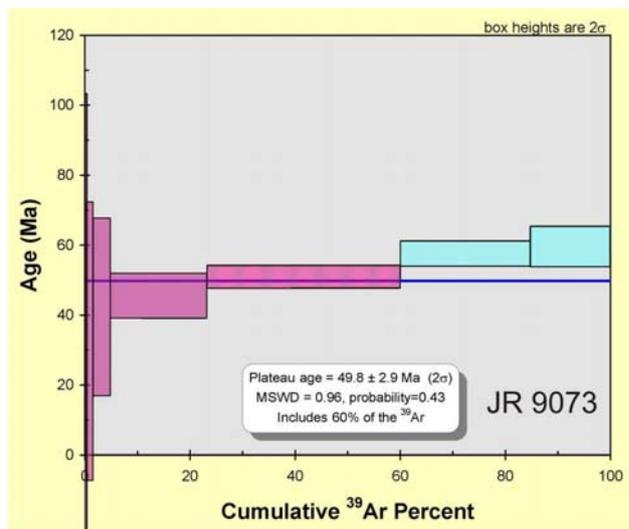


Fig 3.3.2. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en el complejo de Pedro García

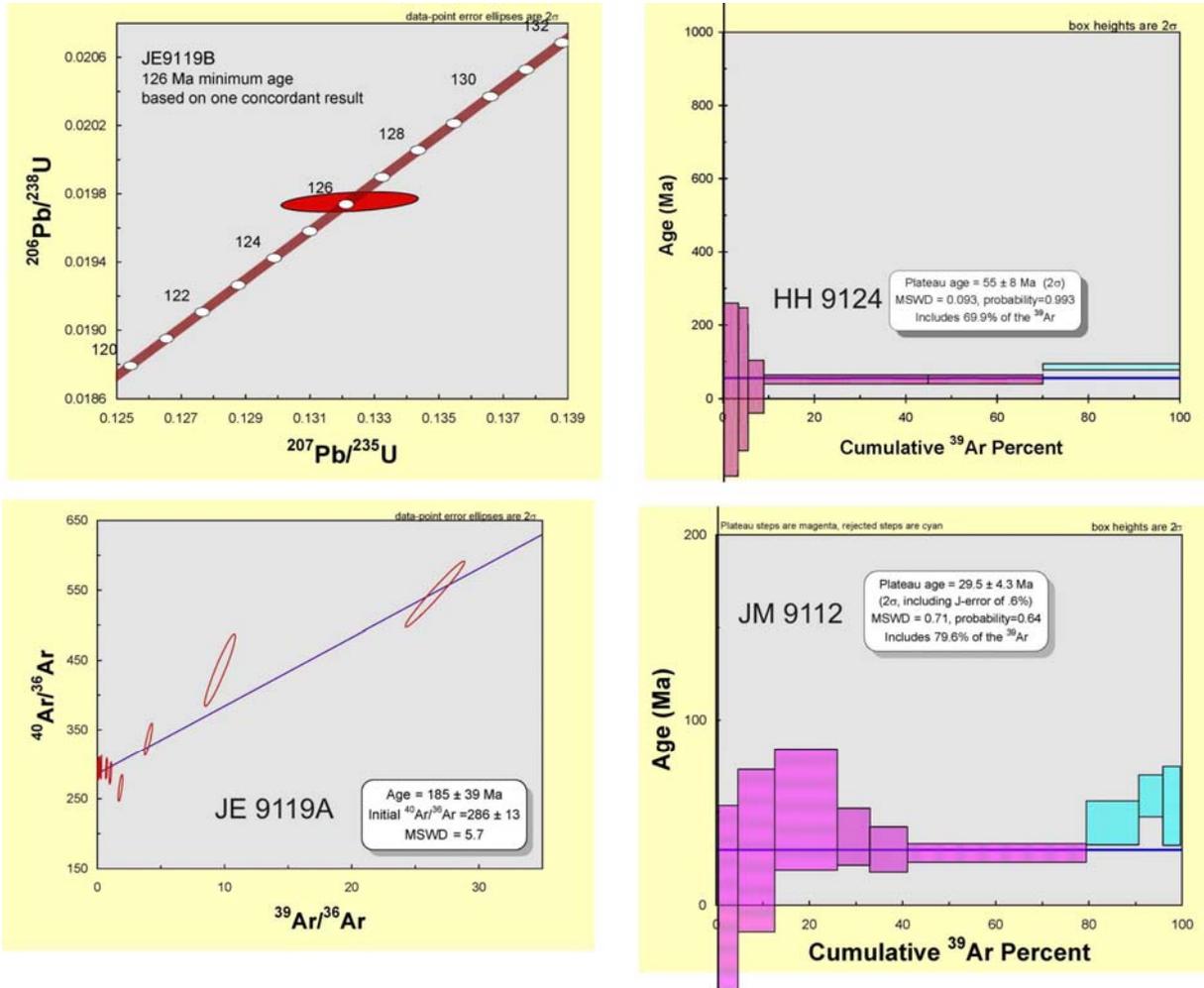


Fig 3.3.3. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en la unidad de gabros y gabronoritas del CBPP.

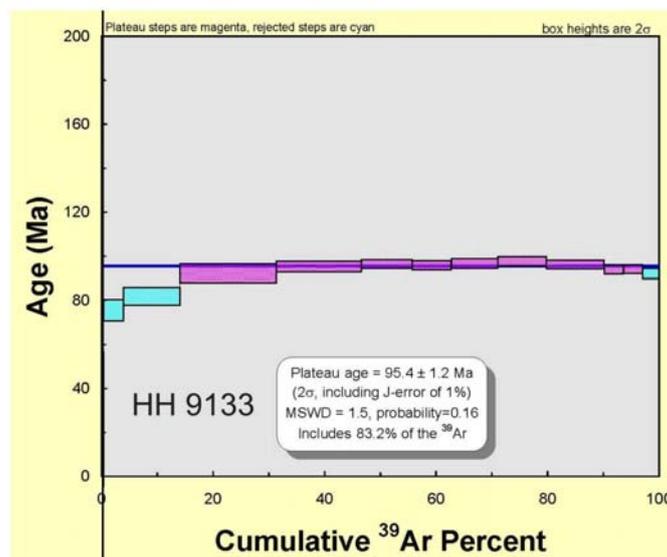
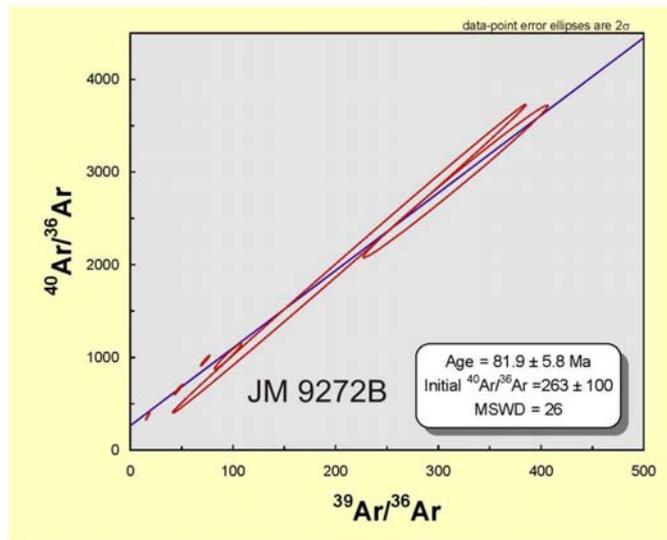
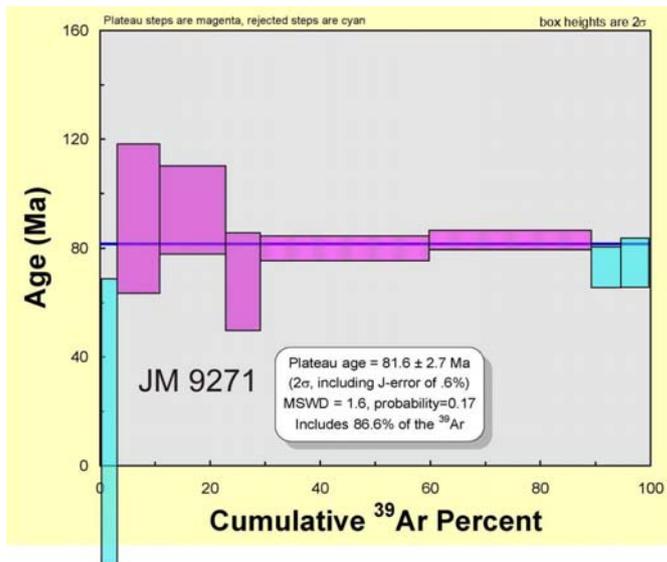


Fig 3.3.4. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en la Fm Los Caños (y un cuerpo en él intrusivo) del CBPP.

4. TECTÓNICA

4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional y Cuenca de Cibao

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). Existe común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.*, 1991b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret, 1990; Pindel, 1994).

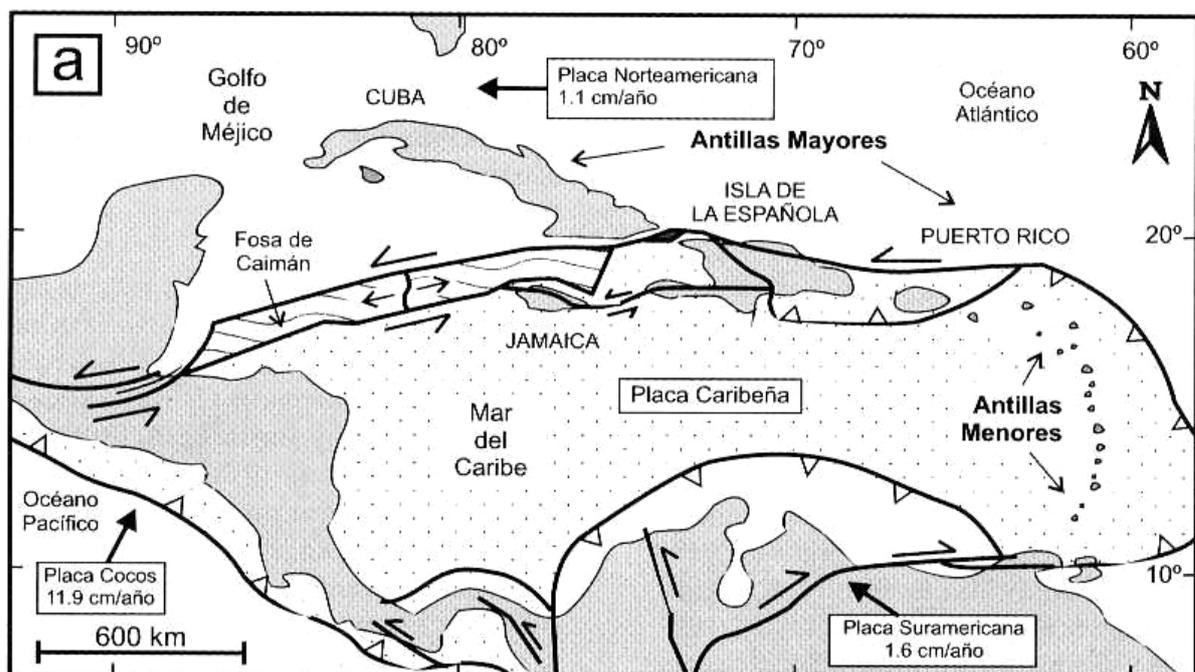


Figura 4.1.1. Situación de la isla de La Española en el margen septentrional de la placa del Caribe.

La isla de La Española se sitúa de lleno sobre el margen norte de la placa del Caribe (Fig. 4.1.1). Este margen ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y Paleoceno, 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 movimientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la placa

del Caribe en relación con la placa Norteamericana (Mann *et al.*, 1991b). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que parece que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo, 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, se estima que la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno Medio con la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann *et al.*, 1991 b) y se mantiene hasta la actualidad en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este respecto a las placas Norte y Sudamericanas a una velocidad de unos 18-20 mm/año (Dolan y Mann, 1998; Dixon *et al.*, 1998; De Mets *et al.*, 2000, Mann *et al.*, 2002). Este movimiento relativo se acomoda, en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional (y asociadas, p.e. falla de Camú), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991b)

Las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden representan los segmentos más orientales, en territorio de la isla de La Española, de las dos fallas transformantes que limitan por el norte y por el sur, respectivamente, el surco de Caimán, precisamente donde se produce un cambio sustancial en la dirección de éstas. En concreto, la mayor parte de la traza de la falla Septentrional coincide con la zona de inflexión entre la dirección OSO-ENE que caracteriza la falla de Oriente al sur de Cuba y la dirección E-O a ONO-ESE que adquiere a lo largo del límite norte de la bahía de Samaná (y su posible prolongación hacia la fosa de Puerto Rico), comportándose como una "inflexión dextral" o *restraining bend* de escala regional bien reconocida por autores previos (Mann *et al.*, 1984; 1995) que coincide de lleno con la Cordillera Septentrional.

La Cordillera Septentrional conforma junto con la península de Samaná, un dominio geológico bien diferenciado del resto de los considerados en la isla de La Española por cuanto en él concurren procesos directamente relacionados con la evolución del límite propiamente dicho entre las placas Caribeña y Norteamericana. Su borde meridional queda

bien definido por la traza más o menos rectilínea de la falla Septentrional (*sensu lato*) que pone en contacto los materiales más antiguos que constituyen la cordillera (mayoritariamente terciarios, pero también mesozoicos, con reducidos pero significativos afloramientos de rocas ígneas y metamórficas), con los depósitos cuaternarios de la cuenca del Cibao. Esta cuenca, que coincide aproximadamente con el valle que le da nombre, discurre contigua al sur encajada entre los relieves de la Cordillera Septentrional y los de la Cordillera Central si bien el límite con estos últimos no es tan brusco y se resuelve mediante una prolongada pendiente que coincide aproximadamente con la discordancia de base de los materiales neógenos que mayoritariamente rellenan la cuenca.

En este contexto, los principales conjuntos de rocas que conforman la cordillera han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamiento sin-genético que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen un claro control tectónico. Las fallas o zonas de falla mencionadas dividen la cordillera en grandes bloques con formas más o menos romboidales que es característica de zonas transpresivas. Son los bloques ya citados en esta memoria de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. Siguiendo la nomenclatura de estructuras en zonas transpresivas recientemente revisada por Mann *et al.* (2004) (Fig. 4.1.2, recuadro), la geometría en planta de la cordillera en su conjunto corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*).

Los complejos de rocas volcánico-plutónicas y metamórficas (complejos de basamento) afloran con direcciones NO-SE ligeramente oblicuas a las directrices de la cordillera y una disposición escalonada “hacia la derecha” que está claramente asociada a “inflexiones contractivas” o *restraining bends* de escala kilométrica, todo ello consistente con el sentido de cizallamiento sinistral que afecta a toda la región. La mayoría de estos *restraining bends* se reconocen bien en el mapa aeromagnético de gradiente vertical por su forma sigmoidal en planta, por ejemplo, los *restraining bends* asociados a los complejos de El Carheal, Palma Picada – o El Paradero - y Pedro García, aunque sin lugar a dudas el más espectacular de todos ellos es el que produce el afloramiento del macizo metamórfico de Río San Juan en la mitad oriental de la cordillera (Fig. 4.1.2).

Pese a que la falla Septentrional, se identifica con el límite entre la Cordillera y la cuenca del Cibao, en realidad su traza activa no coincide con el frente montañoso (Mann *et al.*, 1998). En el sector comprendido entre Santiago y San Francisco de Macorís la traza activa se localiza en el interior de la cuenca del Cibao, desplazada unos centenares de metros respecto al frente montañoso. Hacia el oeste, la falla Septentrional se segmenta en diferentes ramales que parecen más activos en dirección sur (fallas de Montecristi y Villa Vazquez; Mann *et al.*, 1998). Desde el paralelo de San Francisco de Macorís hacia el este, la falla Septentrional tiene una traza relativamente neta que limita por el sur el macizo metamórfico de Río San Juan y continúa a través de los depósitos cuaternarios de la llanura del río Yaque, hasta enlazar con la falla que forma el límite septentrional de la bahía de Samaná (Edgar, 1991). Entre San Francisco de Macorís y Villa Riva, la tectónica transpresiva ha generado en la parte más interna de la cuenca del Cibao adyacente a la falla Septentrional un promontorio o levantamiento alargado que se conoce con el nombre de la cresta o domo de San Francisco (San Francisco Ridge o *push up*; Winslow *et al.*, 1991 y citas incluidas).

La falla de Camú se sitúa en el interior de la cordillera con una traza de dirección próxima a E-O y por tanto ligeramente oblicua a la de la falla Septentrional. Entre las localidades de Imbert y Sabaneta de Yásica esta traza es relativamente neta, aunque con algunas bifurcaciones, mientras que desde Imbert hacia el este se desarrolla una zona de falla con una anchura entre 3 y 5 kms formada por numerosos ramales o *splays* que individualizan bloques de formas romboidales. La terminación occidental de la zona de falla hacia la costa es poco precisa al estar semioculta por materiales cuaternarios. Tampoco está muy claro si la prolongación oriental se resuelve en el mar, dentro del golfo situado entre Gaspar Hernandez y Río San Juan o si ésta coincide con una o las dos fallas de dirección ONO-ESE que atraviesan la parte más septentrional del complejo de Río San Juan, inmediatamente al este de Gaspar Hernández.

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la de Río Grande (De Zoeten y Mann 1999). Atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ONO-ESE hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional al este del meridiano de Salcedo. Hacia el norte, entre las localidades de Altamira e Imbert su traza queda oculta bajo depósitos aluviales cuaternarios pero muy probablemente enlaza hacia la zona de falla de Camú (o queda interrumpida por ésta) inmediatamente al sur de esta última. La falla del Río Bajabonico se puede considerar asociada a la falla de Río Grande; discurre paralela unos

kms al este de ella y forma el límite occidental de los afloramientos de rocas volcánicas y volcanosedimentarias del complejo de Pedro García, aflorante de manera exclusiva en ésta Hoja.

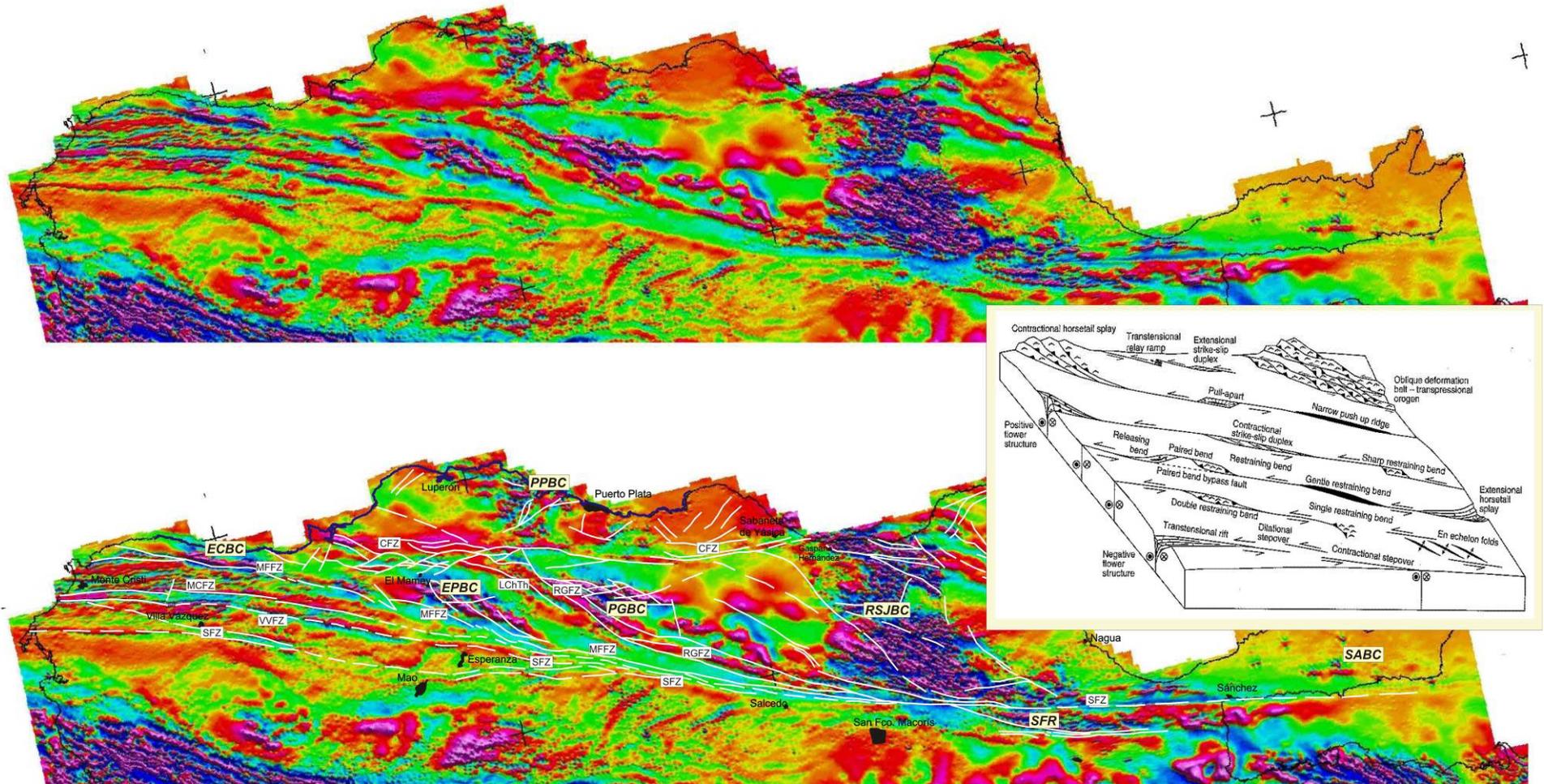


Figura 4.1.2. Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. En el recuadro se incluyen ejemplos de estructuras típicas de zonas transpresivas y transtensionales, con la nomenclatura propuesta por Mann *et al.* (2004). Abreviaturas como en Fig. 2.1.1.

4.2. La estructura de la Hoja de San Francisco Arriba (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional).

Un amplio afloramiento de margas de la Fm Villa Trina y de calizas de la suprayacente Fm Los Haitises recubre la parte central de la Cordillera Septentrional y divide a ésta en dos sectores, uno occidental y otro oriental, cuyo enlace queda oculto bajo dichos depósitos. A continuación se describe la estructura de la Hoja de San Francisco Arriba en el contexto del sector occidental de la cordillera, con el que está completamente relacionada. La estructura del sector oriental se puede consultar en las memorias de las Hojas pertenecientes a este sector.

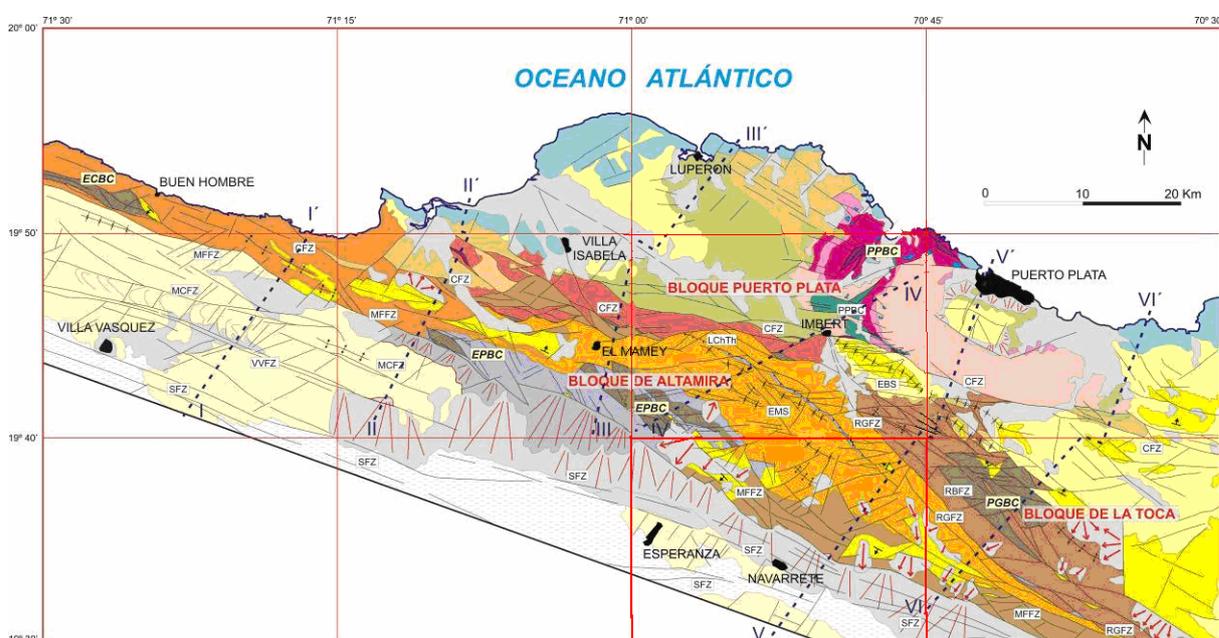


Figura 4.2.1. Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la localización de los cortes de la Fig. 4.2.4. La leyenda se puede consultar en la Fig. 2.1.1.

La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional se sintetiza en los esquemas de las figuras 4.2.1, 4.2.2. y 4.2.3, y en los cortes geológicos de la figura 4.2.4. El esquema estructural (Fig. 4.2.3) muestra la traza de las fallas principales, la disposición escalonada de los complejos de arco de isla situados al sur de la falla de Camú y la alineación transversal del complejo de basamento de Puerto Plata al norte de ésta. La mayoría de estos elementos tienen buena correlación con anomalías del mapa de gradiente vertical de la región (Fig. 4.2.3.). La figura 4.2.5 muestra el esquema estructural de la Hoja.

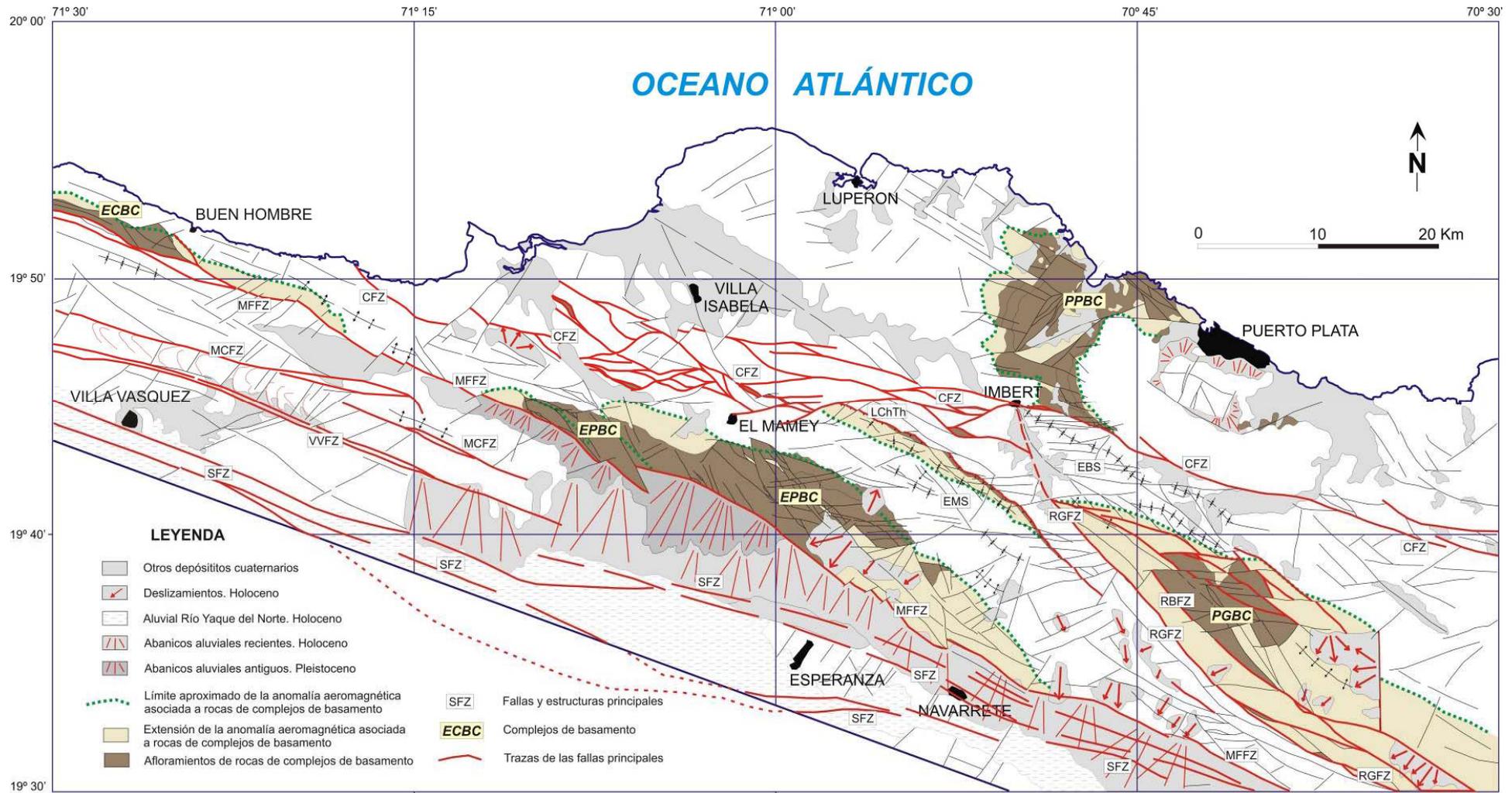


Figura 4.2.2. Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1.1.

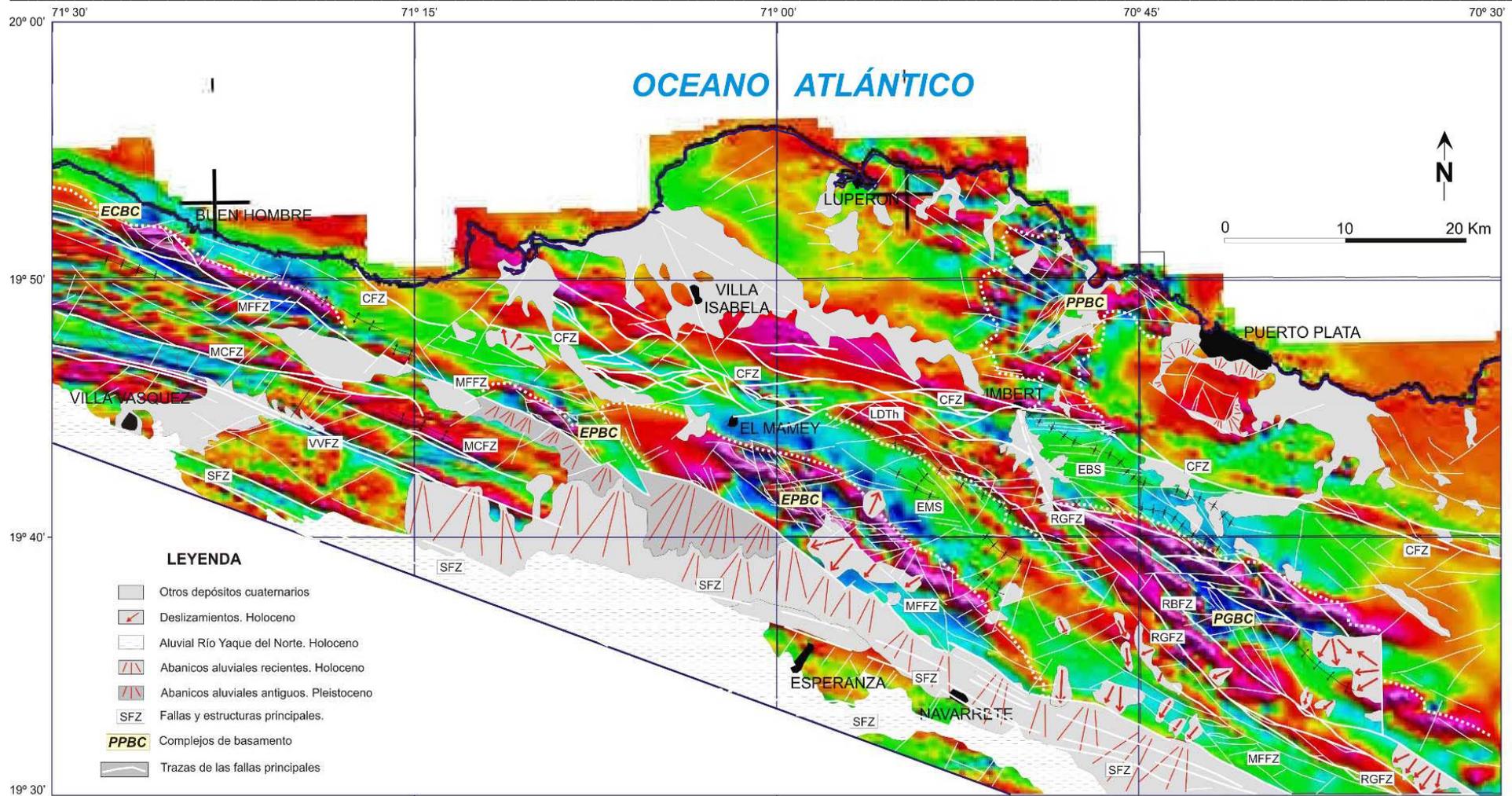


Figura 4.2.3. Correlación de las estructuras principales del sector occidental de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1.1

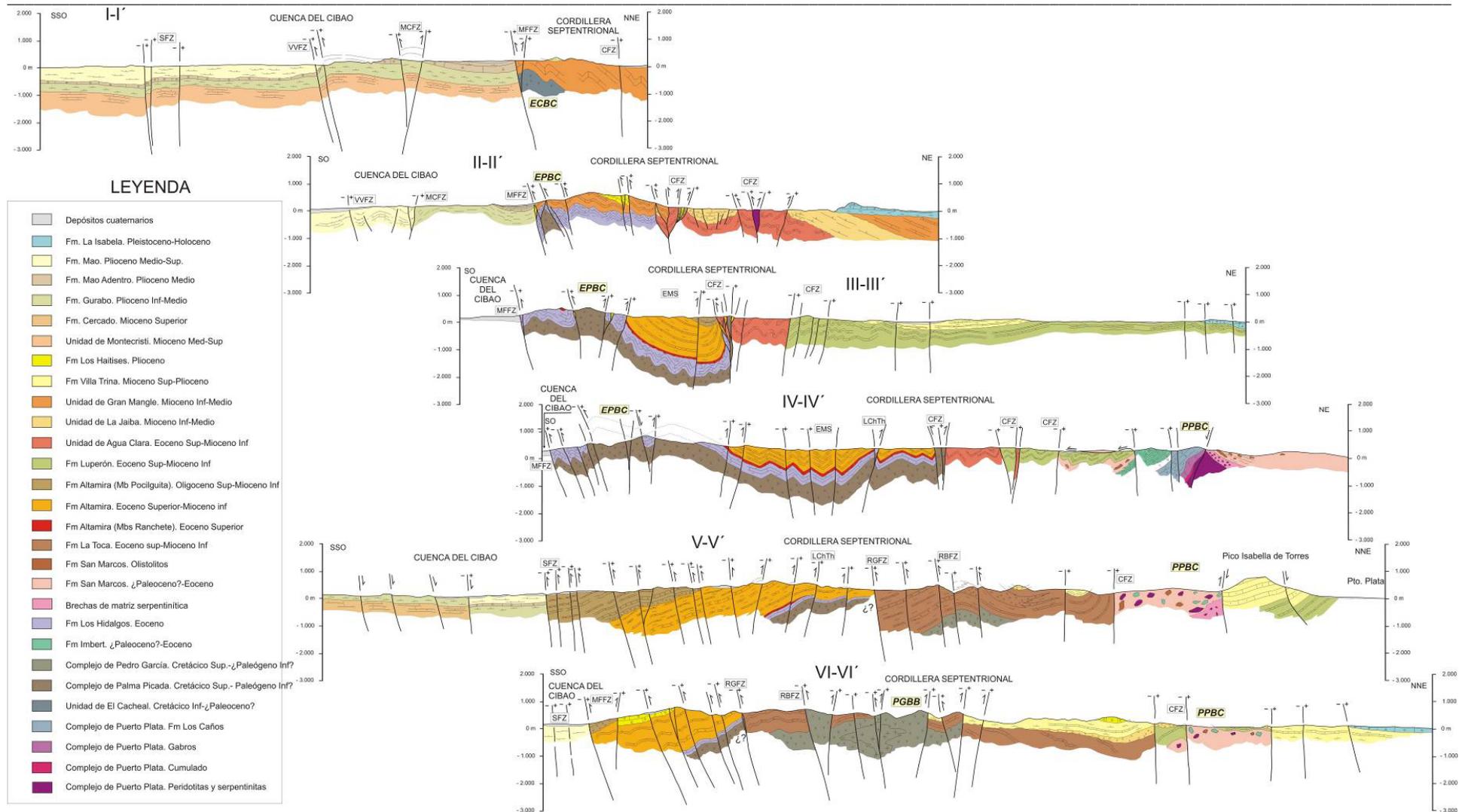


Figura 4.2.4. Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1.1. El corte VI-VI' corresponde a una transversal completa NE-SO de la Hoja de San Francisco Arriba.

4.2.1. La estructura de los bloques de Altamira y la Toca

La estructura de los bloques de Altamira y La Toca viene determinada por el desarrollo de las inflexiones contractivas o *restraining bends* citadas en el apartado anterior a las que se asocian sendos afloramientos de los complejos de rocas de arco de isla, de oeste a este de la cordillera, complejos de El Carcheal, El Paradero y Pedro García.

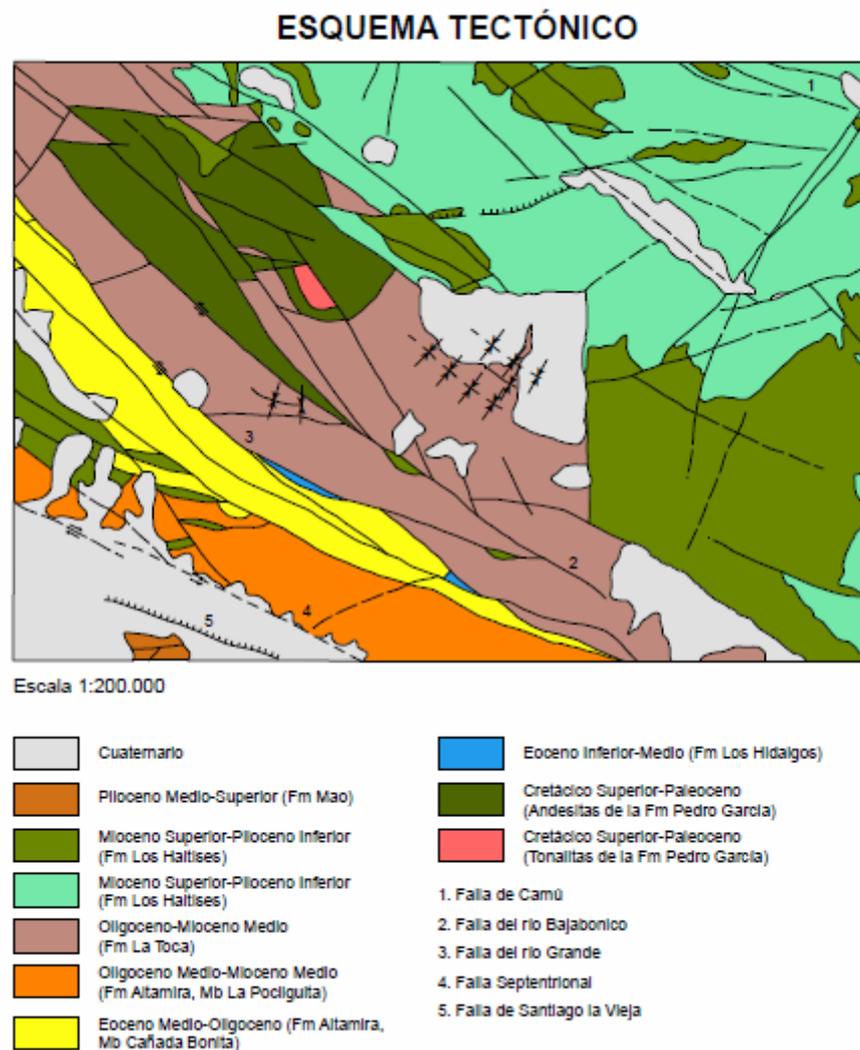


Figura 4.2.5. Esquema tectónico de la Hoja de San Francisco Arriba.

La estructura en sección de los bloques se muestra en los cortes geológicos de la figura 4.2.4. De ellos, el corte VI-VI' corresponde a la transversal de los bloques de Altamira y La

Toca en la Hoja de San Francisco Arriba. Los afloramientos de los complejos de arco de isla coinciden con estructuras anticlinales o anticlinoriales más o menos apretadas (dependiendo del grado de acortamiento de cada transversal) limitadas por fallas subverticales, o más bien, ligeramente vergentes hacia el exterior de cada estructura, que reproducen las geometrías “en flor (positiva)” características de zonas transpresivas o de desgarre.

En el caso del complejo de Pedro García representado en la Hoja de San Francisco Arriba, se trata de una estructura en flor positiva apretada, con saltos de falla de centenares de metros en las fallas principales. Ambos flancos presentan igualmente numerosas fallas de van desde subverticales a presentar cierta componente inversa, con saltos más moderados deca a hectométricos, las cuales afectan tanto a los materiales ígneos como a los volcánicos. Es preciso resaltar que la intensa fracturación afecta también a la Fm. Los Haitises, que aflora discordante sobre la Fm. La Toca en la prolongación hacia el NE del complejo, prueba de la actividad reciente de la fracturación.

Las potentes series turbidíticas suprayacentes al S del complejo de Pedro García forman a grandes rasgos en el sector de La Toca una gran estructura monoclinial vergente hacia el SO. La Loma de Palo Alto presenta dos pliegues menores de escala kilométrica y dirección ONO-ESE. El sector de Altamira, contiguo al Valle de Cibao, de igual forma dibuja una gran estructura casi monoclinial de buzamientos moderados ($10-50^{\circ}$) hacia el SO donde sólo algunos pliegues menores de amplitud entre 1 y 2 km, visibles en los valles de los ríos Gurabo y Licey alteran la regularidad de la sucesión. Ambos sectores se presentan igualmente afectados por numerosas fallas siniestras con cierta componente inversa, de direcciones que varían de ONO-ESE a NO-SE.

Hacia el centro de la Hoja (ver el corte geológico II-II' del mapa), en las proximidades de Gurabito de Yaroa y en prolongación de los afloramientos del complejo de Pedro García, la formación La Toca se muestra suavemente replegada en un sucesión de dos suaves anticlinales separados por un sinclinal cuyos flancos alcanzan 20° de buzamiento. Son de geometría cónica y por tanto con escaso desarrollo longitudinal, con planos axiales subverticales o ligeramente vergentes hacia el NE o SO. Regionalmente, estos pliegues menores se disponen en escalera o asintóticos contra las fallas principales, aunque lo habitual es que estén interrumpidos por fallas oblicuas singenéticas de dirección E-O a OSO-ENE que corresponden a *riedels* de tipo R1 (Fig. 4.2.3).

La falla de Río Grande constituye el límite entre los bloques de Altamira y La Toca. El trazado de esta falla es bastante rectilíneo. Alguna falla subordinada paralela ejerce igualmente un gran control geomorfológico, como es la falla de Bajabonico. En la Hoja vecina de Imbert se ha podido medir el plano de la falla (o zona de falla) del río Grande afectando a conglomerados de la Fm La Toca. La deformación asociada resultó ser de tipo dúctil-fragil con el desarrollo de una cataclasita intensamente foliada y fábrica SC, acompañada del aplastamiento y rotación de los cantos (de tamaño centimétrico) del conglomerado (a modo de porfiroclastos), indicando un inequívoco sentido en dirección sinistral del movimiento.

4.2.2. La estructura asociada a la falla de Camú

La falla de Camú atraviesa la Hoja de San Francisco Arriba de forma muy breve (unos 3 Km de trazado) justo por la esquina NE. Al afectar a los materiales margosos de la fm. Villa Trina, las condiciones de afloramiento no permiten buenas observaciones estructurales.

Regionalmente, la falla de Camú tiene una traza relativamente neta, con escasas bifurcaciones, que coincide en términos generales con la propuesta en trabajos previos. En la parte correspondiente a la Hoja de Imbert se trata de una falla vertical que pone en contacto las series mio-pliocenas de la Fm Villa Trina y Los Haitises del bloque meridional, con las series más antiguas pertenecientes al complejo de Puerto Plata del bloque septentrional. El efecto de cizallamiento y giro que produce en las estructuras contiguas, con un inequívoco sentido de movimiento sinistral, es evidente a uno y otro lado de la falla. En la Hoja de San Francisco esta falla discurre con una longitud de 4 km, con la Fm. Villa Trina en ambos labios de la falla, en su mayor parte cubiertos por las arcillas de descalcificación de un *polje* y por las terrazas del río Yásica, que en el punto en que entra en contacto con la falla cambia su curso en ángulo de 90° para adoptar la dirección ONO-ESE de la falla hacia la Hoja vecina por el E.

4.2.3. Estructura de la Cuenca de Cibao

El corte VI-VI' permite apreciar de una forma muy parcial la estructura de detalle de la Cuenca de Cibao, dado la pequeña extensión de la misma que abarca.

El sector de la cuenca más cercano a la Cordillera Septentrional está relleno por una potente serie detrítica en disposición subhorizontal, como se trasluce de los datos geofísicos existentes en la bibliografía. Por consideraciones regionales, se puede apreciar que la fracturación que le afecta consta de un sistema principal, de dirección ENE-OSO, subparalelo a la Falla Septentrional, y otro conjugado de dirección NO-SE. Las fallas del sistema principal son de componente normal, con saltos que no superan las varias decenas de metros por lo general, aunque alguna puede alcanzar los 200 m de salto. Estas fallas tienen una evidente actividad tectónica subactual, ya que afectan a depósitos de abanico aluvial reciente. El pequeño afloramiento de la Fm. Mao a orillas del río Jacagua está afectado por tres pequeñas fracturas de direcciones ONO-ESE, O-E y ENE-OSO, cuyos planos no han permitido ser medidos, pero que impiden ver las relaciones estratigráficas precisas entre las dos facies que presenta. Inmediatamente al N, se sitúa el ramal más reciente de la falla Septentrional, reconocible sobre el terreno por un escarpe de unos 1.5-3 m. Registros históricos prueban el movimiento de la falla de Santiago la Vieja durante el terremoto que destruyó dicha población en 1562.

4.3. Principales discordancias y edad de la deformación

La cartografía geológica del sector occidental de la Cordillera Septentrional permite reconocer (o en algunos casos, deducir) una serie de discordancias de ámbito regional cuyas implicaciones geodinámicas y acotaciones respecto a la edad de la deformación se describen a continuación.

En el bloque de Altamira algunos autores citan una discordancia entre la Fm Palma Picada y una serie del Paleoceno-Eoceno, en parte equivalente a las calizas y tufitas de Los Hidalgos (Calais *et al.*, 1992) que, si acaso, podría ser correlacionable con la citada anteriormente en el bloque de Puerto Plata. Mejor expresión, sin duda, tiene en este bloque la discordancia de la base de la Fm Altamira, que se reproduce también y en el mismo intervalo cronoestratigráfico (aproximadamente, el límite Eoceno Medio-Eoceno Superior) en los bloques de La Toca y Puerto Plata, a la base de las Fms La Toca y Luperón, respectivamente. Según se deduce de los estudios petrológicos y sedimentológicos (De Zoeten 1988; Redmond, 1982; De Zoeten y Mann, 1991, 1999), el depósito de estas formaciones durante el Eoceno y Oligoceno en amplias cuencas turbidíticas, quizá algunas de ellas conectadas entre sí (al menos en el caso de Altamira y La Toca) está controlado por el levantamiento de los respectivos complejos de basamento, de manera consistente con los

datos expuestos anteriormente. El plegamiento y deformación de estas tres formaciones tiene lugar ya en un régimen de desgarre o transpresión sinistral que se ha prolongado de manera continuada hasta la actualidad.

Mención aparte por sus implicaciones en la evolución tectónica de la cadena es la estructura de la Fm Los Haitises y su infrayacente y en parte equivalente lateral, la Fm Villa Trina. El contacto basal de estas formaciones es siempre una discontinuidad (discordancia angular o paraconformidad) de ámbito regional que marca el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario de carácter regresivo (margas de cuenca en la base y depósitos arrecifales y asociados a techo) de edad Plioceno Inferior (o Mioceno Superior)-Pleistoceno Inferior. Ambas formaciones están involucradas en el plegamiento más reciente de la cordillera y de manera característica aparecen pinzadas en bloques o fragmentos de muy diversos tamaños (desde kilométricos a decamétricos).a lo largo de la mayoría de las fallas inversas asociadas al Frente Montañoso. En consecuencia, se puede afirmar que el levantamiento de la cordillera y el desarrollo de su patrón estructural más evidente en este sector occidental, son inmediatamente posteriores al depósito de la Fm Los Haitises (o en parte coetáneo con las fases finales de éste) y por tanto debieron ocurrir a partir del Pleistoceno Inferior o Pleistoceno Medio. Este dato es coherente con el hecho descrito en apartados anteriores de que la formación Mao que culmina el relleno de la cuenca del Cibao, no presente en su composición ninguna influencia del levantamiento de la cordillera pese a su edad relativamente reciente (Plioceno Medio-Superior).

El levantamiento continuado de la cordillera desde la finalización del depósito de la Fm Los Haitises llega a situar estos depósitos sobre la cumbre más elevada de la cordillera (1.250 m, en el Pico Diego de Ocampo). Cálculos realizados a partir de este dato sugieren un rango impreciso de la tasa de levantamiento de la cordillera entre 0,35 y 1,25 mm/año, dependiendo de la edad que se considere para la finalización del depósito y comienzo de emersión de esta formación (Pleistoceno Inferior o Plioceno Superior).

En la Cuenca del Cibao, la máxima profundización de la cuenca ocurre durante la sedimentación del tercio superior de la formación Cercado, tras la cual tiene lugar una relativa somerización que da lugar al depósito de las calizas de Ahuyamas y culmina con una discontinuidad que provoca su erosión parcial durante la parte alta del Mioceno Superior. En el Mioceno terminal tiene lugar una nueva profundización de la cuenca que posibilita el depósito de la Formación Gurabo. Las evidencias de campo indicativas de

actividad tectónica sinsedimentaria son escasas (algunos “slumps” y depósitos de “debris flow”). En la parte final del Plioceno Inferior tiene lugar una nueva caída relativa del nivel del mar que da lugar a discontinuidad basal de la Formación Mao Adentro y al depósito de las areniscas de las Caobas. Durante el depósito de la Formación Mao Adentro la estructuración E-O de la cuenca se mantiene en líneas generales tal como indica la distribución de facies, si bien en las proximidades del límite Plioceno Inferior Medio parece iniciarse una tendencia al cambio de estructuración de la cuenca que se desarrolla plenamente durante la sedimentación de la Fm. Mao, que pasa a tener una direccionalidad N-S controlada por la actuación sinsedimentaria de la Falla de Mao, situada en la Hoja de Mao.

4.4. Tectónica activa y sismicidad

La Cordillera Septentrional y el valle del Cibao son zonas sísmicamente activas. Los estudios de paleosismicidad y observaciones geomorfológicas realizadas por Mann *et al.* (1998) han demostrado la actividad del segmento central de esta falla durante el Holoceno más reciente. Sin embargo no está clara la participación de la falla Septentrional en dicha sismicidad ni tan siquiera en la secuencia de terremotos históricos registrados en la región en los años 1564 (que destruyó la vieja Santiago de los Caballeros), 1783, 1842, 1887 y 1897, ya que las dataciones indican que su movimiento fue anterior (entre los años 1040 y 1230; Prentice *et al.*, 1993; Dolan y Wald, 1998). Más bien al contrario dicha sismicidad parece que se relaciona principalmente con los movimientos generados a lo largo de la zona de subducción (oblicua) de la Placa Norteamericana y la plataforma de Las Bahamas bajo la Cordillera Septentrional y así lo confirman los mecanismos focales de tipo falla inversa o cabalgamiento de una serie de terremotos ocurridos en el norte de la isla entre 1943 y 1953 (Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1998; Dolan y Wald, 1998) (Fig. 4.4.1.).

En el caso de la falla de Camú, no hay estudios específicos sobre su actividad neotectónica similares a los realizados en la falla Septentrional y también se desconoce si es sísmicamente activa. El 23 de septiembre de 2003 la zona de Puerto Plata se vio severamente afectada por un terremoto de intensidad 6,5, el mayor de los ocurridos en el norte de la isla desde la citada serie de terremotos de los años 1943 a 1953. Se calcula que el terremoto se originó a unos 10-15 km de profundidad y su localización más probable, a tenor de la concentración de sus réplicas es de unos 10 kms al sur de Puerto Plata, es decir muy próxima a la vertical del plano de la falla de Camú (Mann *et al.*, 2004) (Fig. 4.4.1.). La interpretación de los mecanismos focales deducidos para este terremoto sugiere que el

movimiento lo produjo, probablemente, una falla inversa de plano subvertical y dirección aproximada E-O que, por coincidencias de geometrías, podría ser la falla de Camú.

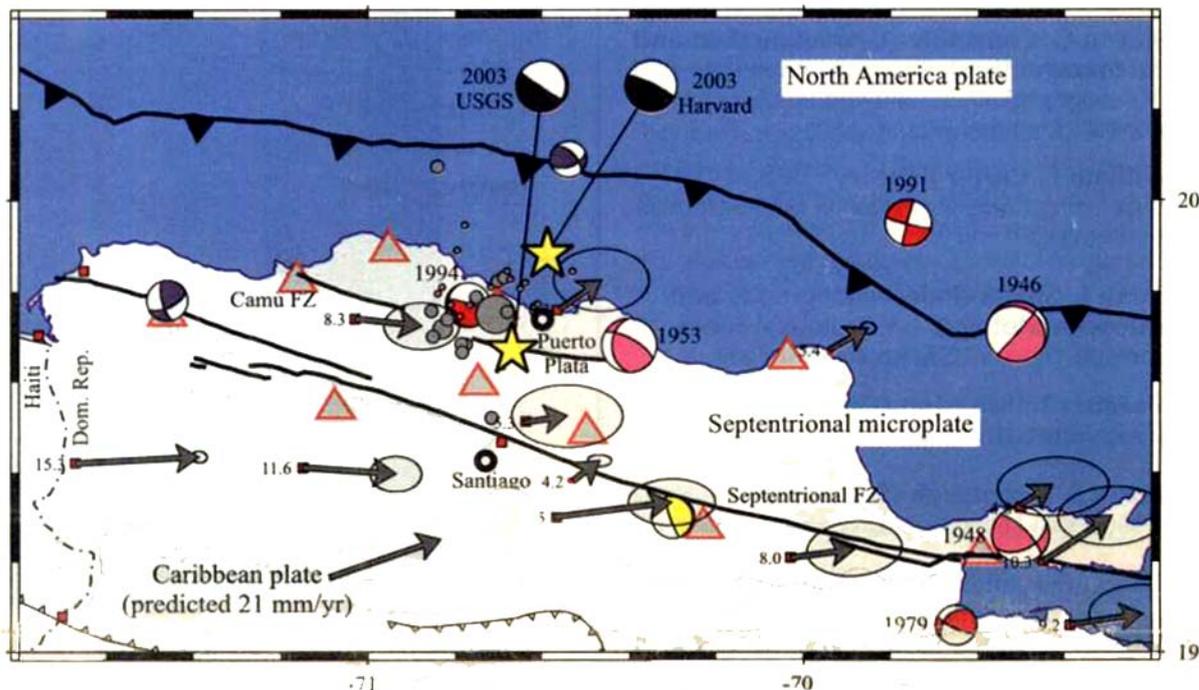


Figura 4.4.1. Esquema estructural del sector septentrional de la República Dominicana con las localizaciones (estrellas amarillas) y mecanismos focales (en negro) del USGS y Harvard de 22 terremotos. Las localizaciones de las réplicas y sus tamaños relativos se muestran en círculos grises. Las soluciones para mecanismos focales de Harvard CMT se muestran en rojo; los de Dolan y Wald, en (1998) en rosa; los de Molnar y Sikes (1969), en amarillo; y los de Calais *et al.* (1992), en azul. Los vectores de medidas de GPS y sus elipses de errores, son de Calais *et al.*, (2002); la velocidad total de la placa del caribe deducida de GPS, es de DeMets *et al.*, (2000). Figura y pie de figura tomada de Mann *et al.* (2004b).

Aparte del registro histórico de la actividad sísmica, son numerosas, y ya comentadas, las evidencias de tectónica activa que presenta la Hoja de San Francisco Arriba: la mayoría de ellas tienen que ver con anomalías o rasgos geomorfológicos impuestos por la actividad reciente o subactual de fallas, especialmente en determinados tramos de las fallas de río Grande y Septentrional, aunque también se aprecia el control estructural en la red de fracturación secundaria.

A continuación se relacionan brevemente los terremotos históricos y la paleosismicidad demostrada en la región próxima a la Hoja de San Francisco Arriba, recopilados en diversas fuentes, crónicas o informes:

- Mann *et al.* (2004) señalan evidencias de un sismo importante estudiando la paleosismicidad del último escarpe activo de la falla septentrional (SFZ) en las trincheras abiertas en las inmediaciones del Río Licey (Hoja de Santiago) y del Río Cenoví (Hoja de Salcedo). El escarpe presenta una continuidad importante del orden de 20 km y 1-2 m de altura media. Las dataciones por C_{14} le asignan una edad entre **1030** y **1240** años AC. La ubicación se estima en Long: 70°6'73"/ Lat:19°7'77", es decir, en las inmediaciones de las ciudades actuales de Moca, Salcedo y Tenares.
- El **2 de diciembre de 1562** un fuerte terremoto destruye totalmente la antigua ciudad de Santiago junto a otras ciudades españolas entre las que se encontraban La Vega y Puerto Plata. Las crónicas antiguas reportan el hundimiento de la ciudad durante este evento. La ciudad de Santiago la Vieja, establecida en Jacagua al pie de la Loma Diego de Ocampo en la vecina Hoja de San Francisco Arriba, fue trasladada a su actual emplazamiento a orillas del Río Yaque del Norte.
- El **20 de Abril 1564** otro fuerte terremoto con epicentro estimado en Long: 70°30'/ Lat:19°10' en la Hoja de Fantino destruyó la antigua ciudad de La Vega, arrasando igualmente la recientemente reconstruida Ciudad de Santiago.
- En **1761**, ocurre otro sismo en el centro sur de la Isla en el Valle de San Juan con destrucción de Azua, daños en Neiba y San Juan. Se sintió en La Vega, Santiago y Cotui.
- En los años **1776 (30/1/1776)** y **1783**, dos terremotos en el centro de la Isla destruyen Santiago y otras ciudades. El epicentro del sismo de 1776 es estimado en Long: 70°40'/ Lat: 19°0', al Norte de Bonaó. El epicentro del segundo sismo se estima en Long: 70°40'/ Lat: 19°30' al este de la Villa Tapia actual en la Hoja de San Francisco de Macorís.
- El Sábado **7 de Mayo de 1842**, ocurre otro sismo de grado IX en la escala MSK con el epicentro estimado en el mar frente a en Cabo Haitiano sacude toda la isla y particularmente la costa Norte. provocando un fuerte maremoto en las costas. 5000 a 6000 fallecidos en Haití, destrucción de Santiago de los Caballeros, Cabo Haitiano, Port de Paix y Mole de San Nicolás, Destrucción de muchos edificios en Santo Domingo. El maremoto inundó Monte Cristi y Cabo Manzanillo, logrando extender

sus daños hasta la zona de Samaná. En el Cibao, hubo grandes inundaciones derivadas de los cambios provocados en el relieve, uniéndose las aguas de los ríos Yaque del Norte y Masacre y desbordándose las del Yuna por gran parte del valle de La Vega Real.

- El **23 de Septiembre de 1887** otro sismo ubicado al Oeste de la Península del Noroeste en Haití provoca un fuerte maremoto que azotó toda la Costa Noroeste de la isla.
- El **29 de diciembre de 1897**, otro sismo de grado IX en la escala MSK con epicentro estimado en Long: 71°01/Lat: 19°63, al Norte de Navarrete, destruye partes de Santiago y Guayubín, rompe el cable submarino de Puerto Plata y provoca deslizamientos en la Cordillera Septentrional. Estos podrían corresponder a los deslizamientos antiguos conocidos en la Cordillera Septentrional así que otros en el Norte de la Hoja San José de las Matas.
- El **6 de octubre de 1911** se inicia la historia sísmica instrumental para la República con el sismo de magnitud 7.0 grados Richter localizado a 20km de San Juan y 75km al oeste de Bonao (Long: 71°1167 / Lat: 18°95). Este sismo es el más importante ocurrido en la región Sur Central de la República Dominicana en los últimos años.
- El **28 de julio de 1943** un fuerte terremoto produjo daños en Santiago, La Vega, Cabrera y Jarabacoa, dejando a estos pueblos sin energía eléctrica. El sismo se localizó en el canal de La Mona, a 180km al Este de Santa Bárbara de Samaná, generando un enorme maremoto que azotó la costa este de la República Dominicana y desoló el Oeste de Puerto Rico.
- El **Domingo 4 de Agosto del año 1946** a las 12:55 p.m ocurrió un sismo de magnitud 8.1 (Richter) que alcanzó intensidades de X y XI en la escala Mercalli. Estuvo ubicado en el Océano Atlántico (Long: 69°51/ Lat:19°71), al nordeste de la ciudad de Nagua en la Bahía Escocesa. Se sintió en todo el país, causando daños estructurales en Puerto Plata, Santiago, San Francisco de Macorís, Salcedo, Moca, La Vega, San Pedro de Macorís, Monte Plata y Santo Domingo, entre otras localidades. El maremoto consecutivo al sismo provocó entre otros la destrucción total del pueblo pesquero de Matancitas, al Sur de Nagua. El número de muertos y

desaparecidos alcanzó 1970, probablemente minimizado por el régimen del Presidente Trujillo. El mar llegó a penetrar en los valles del río Boba y del Arroyo Salado una distancia de 2 a 5 km y provocó derrumbes de farrallones en toda la costa de Cabrera. Las olas alcanzaron 9 pies de altura. Los pueblos de Cabrera, Nagua y Sánchez quedaron sin comunicación al derrumbarse varios puentes. Es estimado de menor intensidad que el sismo de 1842. En Santiago un almacén se desplomó y el canal Presidente Trujillo fue severamente dañado.

- El Jueves **8 de Agosto del año 1946** ocurre otro terremoto submarino de magnitud 7.9 (Richter) en la Bahía Escocesa (Long: 69°40 / Lat: 19°60), frente a El Limon seguido de otra fuerte réplica el 21 del mismo mes. Estas réplicas fueron tan fuertes como el sismo del 4, provocando un pánico general. En un año se registraron cerca de 1200 réplicas de dicho terremoto.
- El **21 de abril de 1948**, en Santo Domingo, La Vega, Santiago, Bayaguana, Yamasá y Yaguatae un sismo fue sentido fuertemente, produciéndose grietas en diferentes estructuras y averías de poca consideración.
- El **31 de mayo de 1953** Puerto Plata fue la ciudad más afectada con la ocurrencia de un fuerte terremoto cuyo epicentro estuvo ubicado 30km al Este de la misma, entre Cabarete y Sabaneta de Yasica (Long: 70°70/ Lat: 19°80). En Santiago la electricidad fue interrumpida, igual en La Vega y San Francisco de Macorís, quedando sin comunicación. Hubo daños en edificaciones.
- El **22 de septiembre 2003**, un sismo de Magnitud 6.5 cuyo epicentro se ubicó en la zona de Puerto Plata (Long: 70°673/ Lat.:19°777) provocó daños principalmente estructurales. Las áreas de mayor impacto se localizaron hacia el oeste de la ciudad donde varios ríos intermitentes fueron depositando sus aguas y sedimentos. Estas áreas ocupan las zonas topográficas mas bajas de la ciudad, por lo que gran parte de las edificaciones reposaban sobre sedimentos aluviales y suelos orgánicos compresibles. Se produjeron importantes daños en estructuras, pavimentos, líneas de servicios vitales y deslizamientos de taludes en cañadas y vías. Se reportaron 3 fallecidos y 30 heridos de diversa consideración, además de numerosos daños en infraestructura. Hubo daños estructurales menores en la ciudad de Santiago.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Análisis geomorfológico

En el presente apartado se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, cuya representación aparece plasmada en el Mapa Geomorfológico a escala 1:100.000 de Santiago de los Caballeros (6074), atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales) se trata en el apartado correspondiente a la estratigrafía de los materiales cuaternarios.

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

La Hoja de San Francisco de Arriba, escala 1:50000 sorprende por el gran desnivel que presenta, ya que casi en su totalidad representa la Cordillera Septentrional propiamente dicha, por lo que también destaca la cantidad de escarpes y crestas que en ella encontramos. Las diminutas planicies existentes comparando con estos desniveles, se limitan al valle del Yásica, donde se han acumulado sedimentos de origen aluvial-coluvial, y su llanura de inundación en el extremo NE. Los procesos erosivos y fluviales son los que han desencadenado las formas más numerosas de la Hoja, aunque, no es notable el desarrollo de formaciones por estos procesos. Además, cabe resaltar las extensas plataformas estructurales, con un elevado grado de degradación, en el E de la Hoja.

Dentro del gran desnivel que encontramos, las cotas más altas se sitúan en el extremo W, donde se alza el pico Diego de Ocampo, que es el pico más elevado de la Cordillera Septentrional, con sus 1249 msnm. De forma opuesta, en el Valle del Yásica encontramos los puntos más bajos, con menos de 100 msnm.

La red de drenaje es muy densa en el sistema montañoso de la Cordillera. En el sector correspondiente a la cuenca del Cibao se han desarrollado formas de acumulación gravitacional, aluvial y coluvial, principalmente grandes conos de deyección y depósitos de piedemonte de bajo ángulo. La mayor parte de los arroyos y cañadas de la Hoja van a desembocar a los ríos Yásica, Bajabonico, Yaroa y Quinigua, colectores principales que drenan la Cordillera Septentrional por ambas vertientes de la divisoria hidrográfica principal.

5.1.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la morfoestructura, derivada de la estructura tectónica y naturaleza litológica de los materiales que la conforman, ya descritas en apartados anteriores. Estos factores a la vez controlan y, en ocasiones, modifican la actuación de los procesos morfogenéticos externos, tanto erosivos como sedimentarios.

5.1.1.1. Formas estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial, reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve, que sigue dirección NW-SE. Pese a la elevada velocidad con la que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos derivados de la acción de fallas, que aparecen en el extremo SW de la Hoja, entre ellos los escarpes de falla degradados y facetas triangulares de escarpe de falla. Éstos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma, pudiendo aparecer de forma individualizada. En algunas fallas, ramales de la Falla Septentrional, se ha indicado el labio que ha quedado hundido.

En algunas áreas, han adquirido importancia los resaltes de escarpes y crestas, bien por acción de fallas, bien por ser morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes, entre los que abundan los bordes de capas monoclinales o capas verticalizadas.

En la zona E encontramos superficies estructurales de materiales calcáreos, fuertemente alterados, por lo que se han cartografiado como superficies estructurales degradadas. Los bordes de estas superficies quedan marcados por prominentes escarpes.

5.1.1.2. Formas fluviales

Estas formas tienen representación cartográfica de toda la zona, pero sin gran variedad, aunque permiten una detallada caracterización de la red de drenaje. En el NE, el encajamiento de arroyos como el Yaroa y el Frío, ha dado lugar a formas de erosión fluvial conocidas como cañones o gargantas. Además, el río Yasica ha formado una pequeña llanura de inundación.

También tienen representación los conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de la vertiente sur de la Cordillera Septentrional, aunque escasa, ya que se limitan a una pequeña área del extremo SW de la Hoja. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquellos pierde su confinamiento, expandiéndose.

En el firme de la cordillera se destacan también alineaciones montañosas que actúan como divisorias de aguas.

5.1.1.3. Formas gravitacionales

Las formas más frecuentes son deslizamientos, asociados a los escarpes de las superficies estructurales y a las vertientes del valle del Yasica en su zona de cabecera, principalmente, aunque también los encontramos en el SW de la Hoja, cerca de la zona de Falla Septentrional. También encontramos coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial, pero de forma más localizada, en la zona de Falla y en el N. También se debe citar que la mayoría de estos deslizamientos tienen sus cicatrices de despegue bien desarrolladas, siendo posible su cartografía.

5.1.1.4. Formas poligénicas o de difícil adscripción.

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los piedemontes que aparecen en la Hoja.

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve, en las que imperan el transporte y sedimentación. En esta Hoja, los piedemontes de bajo ángulo ocupan una pequeña extensión en el W, en el bloque hundido de la Falla Septentrional.

Otro depósito que no se ha cartografiado por razones de escala, es el aluvial – coluvial, acumulado frecuentemente en las zonas bajas de los valles y que proviene de procesos fluviales y gravitacionales.

5.1.1.5. Formas y elementos de meteorización química

La meteorización de los materiales calcáreos que constituyen las plataformas estructurales que ocupan la mitad oriental de la Hoja, ha propiciado la formación de campos de dolinas, algunas de las cuales han alcanzado grandes tamaños y han sufrido captura.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque evidentemente la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: la primera, durante el Mioceno, en el que la colisión entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la isla estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno pliocuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual. La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao entre la Cordillera Septentrional y el piedemonte de la Cordillera Central.

La fisonomía actual de la Cordillera Septentrional empieza a perfilarse a finales del intervalo Mioceno Superior - Plioceno, cuando el presente sector de la cordillera se encontraba bajo

el nivel del mar, estando configurado como una plataforma carbonatada de carácter arrecifal en la que se depositó la Fm Los Haitises. A partir de entonces, la evolución y la historia geomorfológica de la zona han estado condicionadas básicamente por la tendencia ascendente de la plataforma, y con ella del conjunto de la cordillera, hasta la actualidad.

Aunque difícil de precisar, se estima que el comienzo del levantamiento de la Cordillera Septentrional y su definitiva desconexión de la Cuenca del Cibao a favor de la falla Septentrional debieron ser inmediatamente posteriores al depósito de la Fm Los Haitises o en parte coetáneo con las fases finales de éste, y por tanto debieron ocurrir a partir del Pleistoceno Inferior (¿o Pleistoceno Medio?). A esta hipótesis contribuye el hecho de que la Fm. Mao culmina el relleno de la cuenca del Cibao en el Plioceno Medio-Superior sin llegar a presentar en su composición ninguna influencia del levantamiento de esta cordillera.

Así, a finales del Pleistoceno Medio probablemente ya se encontraría emergida una buena parte de la cordillera, que habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante la acción del encajamiento de la red fluvial con el desarrollo de pequeñas superficies de erosión, y una actividad tectónica manifestada especialmente por el levantamiento diferencial y el desplazamiento horizontal de bloques.

La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos erosivos aluviales y fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con sus aportes sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao mediante dos sistemas sucesivos de abanicos aluviales.

Es igualmente evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad con excepción del Valle del Cibao, donde predominan claramente los procesos sedimentarios. Durante esta etapa se generan los relieves estructurales –crestas y escarpes estructurales de cuevas y *hog-backs*- por erosión diferencial de la serie neógena, como es el caso de los numerosos escarpes estructurales de la Cordillera Septentrional. La red de drenaje presenta encajamientos muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar, y profundos y rápidos encajamientos en la Cordillera Septentrional, afectada por una intensa actividad neotectónica, como prueban los sucesivos frentes de facetas triangulares de vertiente asociados a las diversas posiciones del frente activo de la

Falla Septentrional, particularmente observables en las proximidades de Jacagua y San Francisco Arriba.

Con la emersión de las plataformas carbonatadas y formaciones arrecifales, la meteorización química ha tenido un notable desarrollo en zonas estructuralmente propicias para ello por su horizontalidad, como son las extensas Lomas de El Alto, Los Altos de Gurabito y del Alto Grande que configuran la esquina SE de la Hoja .

Durante el lapso de tiempo entre el inicio de la incisión y la actualidad pueden reconocerse diversas etapas generalizadas de acreción y erosión, un mínimo de dos principales, tal como demuestran los diferentes niveles de terrazas, depósitos de piedemonte de bajo ángulo y abanicos que pueden reconocerse en el valle de Cibao.

En cuanto a la evolución futura más previsible, se supone que puede seguir marcada tanto por procesos endógenos como exógenos. Entre los primeros cabe señalar en especial la actividad de las fallas activas. La sismicidad provocada por éstas será uno de los factores que acelere la dinámica gravitacional de las vertientes. La tectónica activa también será la responsable de la tendencia ascendente de la región que condicionará a largo plazo el incremento del poder erosivo de los elementos de la red fluvial. Las consecuencias de dicha actividad se traducirán en el retroceso de la línea de costa, el descenso del nivel de base con la consiguiente erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella.

Los procesos exógenos se supone que serán muy activos, tal y como se comprueba en la actualidad, en especial si la región sigue estando expuesta a la trayectoria de los huracanes generados en el Atlántico. Estos episodios meteorológicos extremos se convierten en fenómenos cotidianos y prácticamente continuos si consideramos una escala de tiempo geomorfológico (decenas de miles de años). Su poder morfogenético es por tanto muy elevado y condiciona grandemente los fenómenos erosivos, las dinámicas aluviales y fluviales, así como la estabilidad de las vertientes y laderas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de San Francisco Arriba se integra dentro de la evolución general de la Cordillera Septentrional (en particular de su sector occidental) a lo largo del Cenozoico, la cual se relaciona con el final de la subducción y la subsecuente colisión oblicua entre las placas norteamericana y caribeña. Esta colisión oblicua generó un régimen transpresivo siniestro desde finales del Eoceno a la actualidad, con importantes y continuos cambios paleogeográficos que han configurado una estratigrafía y estructura complejas. A partir del estudio de las unidades que componen la Cordillera Septentrional, se han podido diferenciar las siguientes etapas principales en la historia geológica de la región, en parte ya identificadas en el resto de los dominios geológicos presentes en la isla:

- ❖ *Cretácico Inferior*. Se caracteriza por el desarrollo de un arco de isla primitivo sobre una zona de subducción con polaridad hacia el sur (Krebs *et al.*, 2005; Krebs *et al.*, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2009) cuyo principal exponente en la isla es la Fm. Los Ranchos y del que el Complejo del Carcheal (y, posiblemente una parte de la unidad de gabros y de la Fm Los Caños del CBPP), constituyen los únicos indicios en la Cordillera Septentrional.

- ❖ *Cretácico Superior-Paleoceno (¿o Eoceno Inferior?)*. Continuación de la subducción (con un posible cambio en la cinemática y la misma polaridad, que se mantiene hasta la actualidad), con el desarrollo del Arco de Islas del Caribe; su principal producto en la isla es el Grupo Tireo de la Cordillera Central (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2007, 2008). Dadas sus afinidades geoquímicas (AIT), los Complejos de Palma Picada y de Pedro García se pueden relacionar con este proceso que se prolongó durante el Paleoceno (y, quizá el Eoceno Inferior, tal y como sugieren los resultados de sus dataciones absolutas). Pese a su identificación en trabajos previos (total o parcialmente) con un fragmento de la corteza oceánica de la placa Norteamérica (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1980; Eberle *et al.*, 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991), los análisis geoquímicos realizados en rocas del Complejo de Puerto Plata también revelan una signatura de tipo AIT que obliga a considerar a este complejo como parte del propio edificio del arco de isla circumcaribeño, si bien con una posición más septentrional, probablemente muy cercana al frente activo o zona de subducción.

- ❖ *Eoceno*. Constituye un periodo con frecuentes y rápidos cambios, con un registro discontinuo por cuanto en él concurre el final de la subducción y la subsecuente colisión, así como la exhumación de las rocas involucradas en estos dos procesos. Se entiende por colisión el momento en que las rocas continentales de la placa norteamericana llegaron a la zona de subducción.

Durante este periodo, en la parte más meridional de la región se produjo el depósito de plataformas carbonatadas distales (Fm. Los Hidalgos) con importantes aportes volcanosedimentarios derivados de la erosión de los relieves volcánicos que constituyen su sustrato y de algún episodio de actividad volcánica. En el caso del complejo Pedro García, no hay registro (por falta de depósito o erosión) de formaciones de cobertera del Paleógeno inferior equivalentes a la Fm Los Hidalgos. En posiciones más septentrionales (aún descontando los desplazamientos laterales) y bastante más próximas al frente activo (parte frontal de la cuenca delantera de arco, talud, o fosa interna –*inner trench*–) se depositó la Fm. Imbert (y unidades relacionadas, - brechas serpentiniticas y Fm San Marcos) sobre un Complejo de Puerto Plata, ya parcialmente desmembrado por exhumación tectónica (para más detalles sobre este sector, consultar la Hoja de Imbert).

- ❖ *Eoceno superior-Mioceno inferior*. La discordancia del Eoceno Superior marca la culminación de los procesos de colisión entre las placas norteamericana y caribeña y la implantación de un régimen transpresivo sinistral. En este contexto se generan cuencas muy subsidentes limitadas por los principios desgarres (incipientes), quizá algunas conectadas entre sí, que albergan potentes sucesiones turbidíticas (Altamira y La Toca y también Agua Clara y Luperón, no representadas en esta Hoja) de carácter sinorogénico y tendencia somerizante hasta el Mioceno Inferior.
- ❖ *Mioceno Inferior-Mioceno Superior*. A finales del Mioceno Inferior o en el Mioceno Medio tiene lugar una importante reactivación de relieves y generación de cuencas de carácter restringido (*restraining bends* y flores negativas, respectivamente) al estar vinculadas principalmente al cizallamiento sinistral muy localizado en la zona la falla de Camú, escasamente representada en la esquina NE de la Hoja. La Cuenca de Cibao presenta el desarrollo de facies someras de características netamente deltaicas y arrecifales, como son las formaciones Cercado, Gurabo y Mao Adentro, a la vez que en los sectores más occidentales de la cordillera (no representados en la Hoja de San

Francisco Arriba) todavía se producía el depósito de sucesiones turbidíticas (Und. de La Jaiba y Gran Mangle).

- ❖ *Mioceno Superior-Plioceno Superior.* En el Mioceno Superior comienza un nuevo ciclo transgresivo-regresivo con el depósito de los materiales margosos con fauna pelágica de la Fm. Villa Trina que evolucionan, fundamentalmente durante el Plioceno, a sistemas de plataformas carbonatadas someras representadas por la Fm. Los Haitises. Estas formaciones llegaron a recubrir la práctica totalidad de los territorios que hoy conforman la Cordillera Septentrional, discordantes sobre cualquier formación precedente. La tendencia regresiva de la parte final del ciclo debió estar en parte inducida por el levantamiento de la cordillera a favor de los principales desgarres, entre ellos, sobre todo, la falla Septentrional, cuya actividad principal con movimiento en dirección e inverso, comenzó en este momento. Al mismo tiempo, en la otra vertiente (Cuenca del Cibao) se traduce esta etapa en la sedimentación de la formación Mao, de características sublitorales.

- ❖ *Pleistoceno-Actualidad.* El mencionado levantamiento de la cordillera desde finales del ciclo anterior, produjo una restricción de los sedimentos marinos a la orla litoral N de la isla, donde se depositó la Fm. La Isabela que reproduce las mismas facies de plataforma somera (mayoritariamente arrecifales) de la Fm Los Haitises. En toda la región se produce la continentalización de los aportes, desarrollándose importantes sistemas de abanicos aluviales producidos por los relieves recién creados en la Cordillera Septentrional ya entrado el Pleistoceno. En el interior de la cordillera prosiguió la fuerte tectonización a lo largo de los principales desgarres y estructuras asociadas, hasta llegar a una estructura general muy próxima a la actual, generadora del relieve principal que ha sido modelado por los agentes erosivos.

La Fig. 6.1.1. es un esquema ilustrativo de la historia geológica de la región.

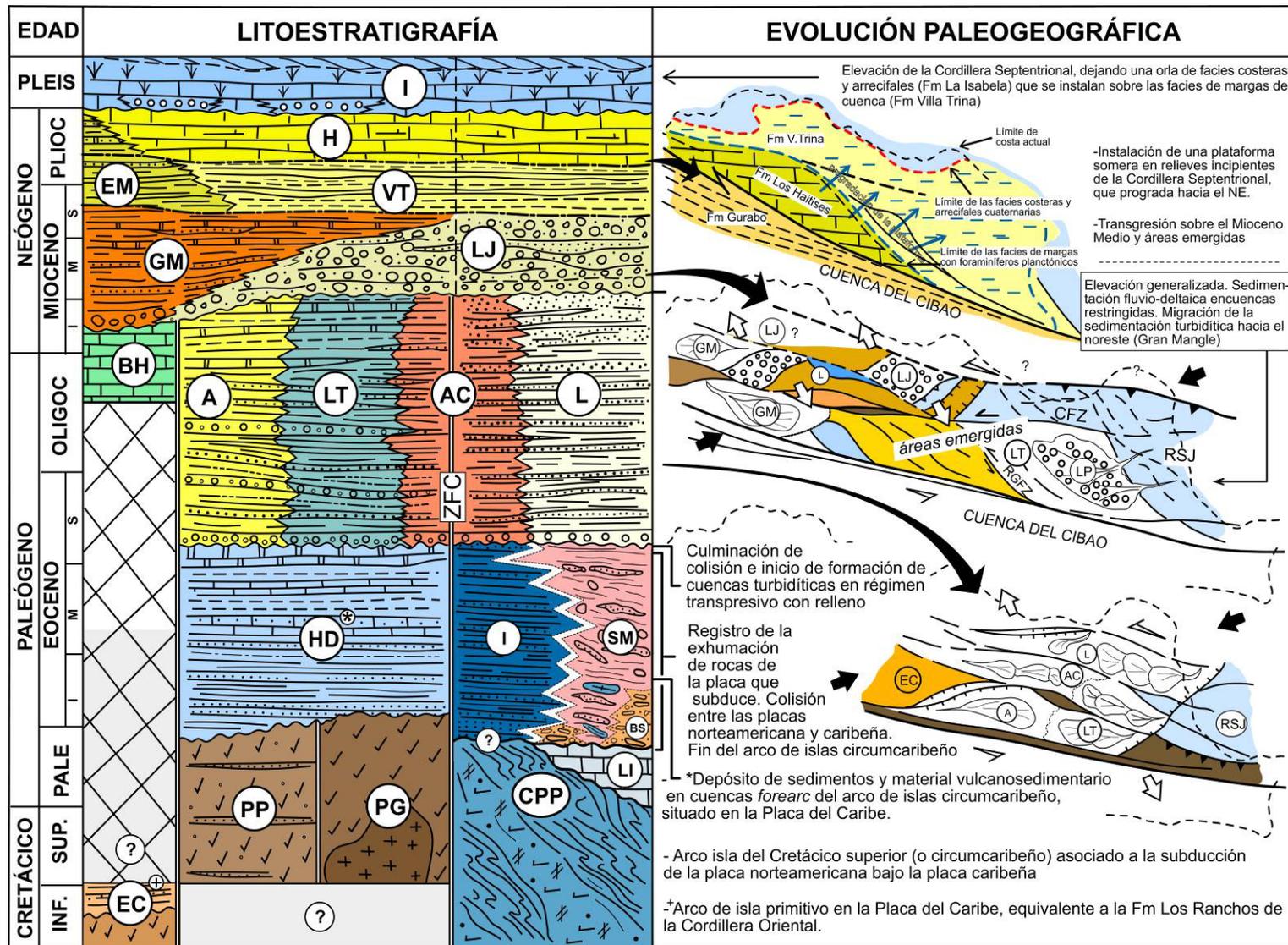


Figura 6.1.1. Esquema donde se ilustra la historia geológica del Sector Occidental de la Cordillera Septentrional. I, Fm La Isabela; EM, Und El Morro, H, Und Los Haitises; GM, Und Gran Manglé; LH, Und La Jaiba; BH, Und Buen Hombre; A, Fm Altamira; LT, Fm La Toca; AC, Und Agua Clara; L, Fm Luperón; HD, Fm Los Hidalgos; SM, Fm San Marcos; BS, I, Fm Imbert Ec, Und El Cacheal; PP, Complejo de Palma Picada; PG, Complejo de Pedro García; CPP, Complejo de Puerto Plata; RSJ, Complejo de Río San Juan.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología e hidrología

Desde ambos puntos de vista, la Hoja de San Francisco Arriba se subdivide en dos zonas bien diferenciadas, Cordillera Septentrional y Valle del Cibao.

Este último, presenta una temperatura media anual del orden de los 27°C y precipitaciones medias anuales en el entorno de los 700 mm que se dan en la ciudad de Santiago. La vegetación autóctona predominante es de bosque seco subtropical, aunque prácticamente el territorio está ocupado por cultivos principalmente de banana con una importante red de canales de riego.

En el conjunto del valle del Cibao, el clima se puede considerar semiárido, con una evapotranspiración potencial de referencia mayor que la precipitación en todos los meses del año.

Los ríos Jacagua y Quinigua, tributarios del Yaque del Norte, drenan el pequeño territorio del Cibao ocupado por la Hoja de San Francisco Arriba.

En el Sector correspondiente a la Cordillera Septentrional, las precipitaciones superan los 1.200 mm. En general, el régimen de lluvias es de tipo bimodal con una época lluviosa en la primavera (meses de mayo y junio) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en julio. La temperatura media anual es inferior a la del valle del Cibao, inversamente proporcional a la cota a la que se sitúan las diversas lomas. El período más caluroso corresponde a los meses de julio y agosto y el más fresco, a los meses de enero y febrero.

Desde el punto de vista hidrológico, la red hidrográfica está integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas) de carácter estacional muchos de ellos, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con rápidas y violentas crecidas en la época de lluvias. Al N de la divisoria de aguas principal, los cauces colectores principales son el río Yásica y el río Bajabonico, ambos tributarios del Atlántico.

7.1.2. Hidrogeología

A continuación se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de San Francisco Arriba, según se han definido en el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000 que acompaña al Mapa Geológico (ver Fig. 7.1.1.).

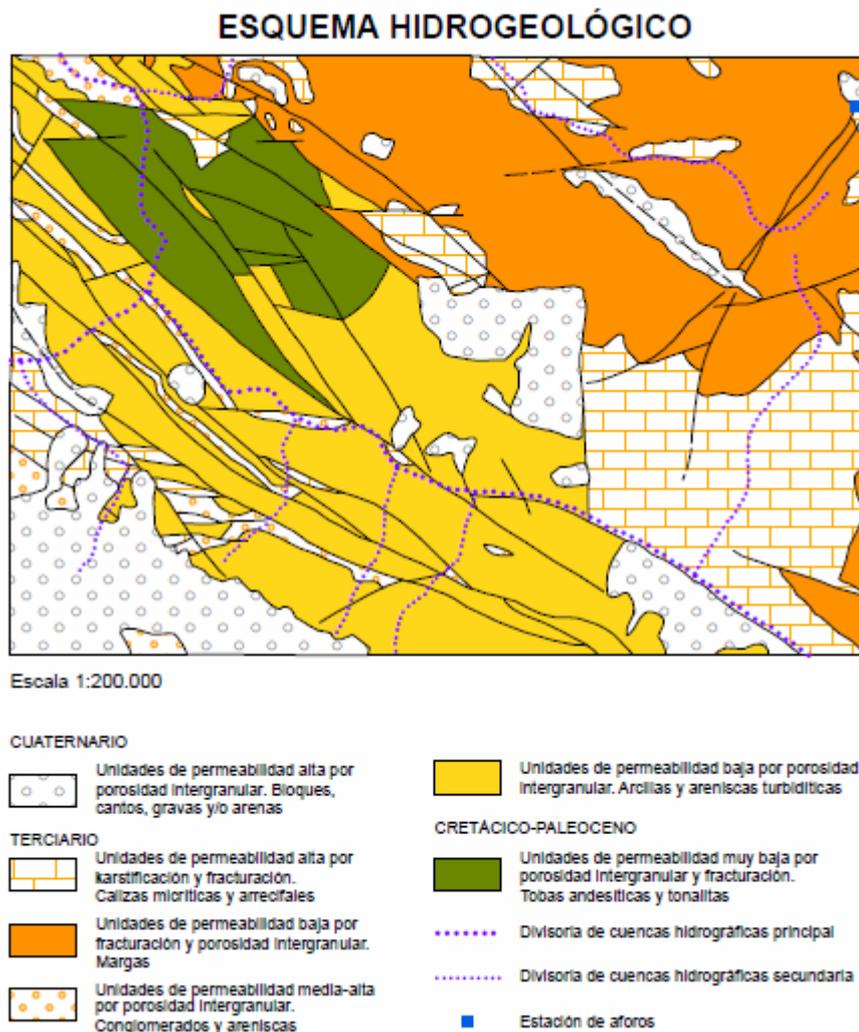


Fig. 7.1.1. Esquema hidrogeológico de la Hoja de San Francisco Arriba.

Las unidades y agrupaciones consideradas son las siguientes:

- *Formaciones porosas, sede de acuíferos de permeabilidad alta y muy productivos:* depósitos aluviales, depósitos gruesos de abanicos y conos aluviales y deslizamientos.
- *Formaciones kársticas, algo fracturadas, sede de acuíferos de alta permeabilidad y productividad:* formaciones carbonatadas como la Fm. Los Haitises y Los Hidalgos.
- *Formaciones porosas, sede de acuíferos locales de permeabilidad media a alta, productivos:* formaciones terrígenas del relleno neógeno del valle del Cibao (Fm. Mao) e intercalaciones conglomeráticas dentro de las Fms. Altamira y La Toca.
- *Formaciones poco porosas por porosidad intergranular, sede de acuíferos locales muy poco productivos, de permeabilidad normalmente baja:* depósitos turbidíticos de las Fms. Altamira y La Toca en la cordillera Septentrional.
- *Formaciones de muy baja permeabilidad y sin acuíferos significativos:* rocas volcánicas y tonalitas del complejo de Pedro García.

En términos generales, las principales fuentes de alimentación de los acuíferos están representadas por una combinación variable de: a) recarga pluvial directa; b) recarga por flujo de retorno de aguas de riego (exceso de riego) e infiltración en canales; c) recarga lateral de los relieves marginales; y d) alimentación directa a partir de los ríos. Los aportes laterales desde la Cordillera Septentrional pueden ser importantes; la fracturación y la amplia carstificación de las calizas de la Fm Los Haitises, y los extensos deslizamientos que se producen en la cordillera determinan condiciones muy favorables tanto para la infiltración superficial como para el tránsito de las aguas subterráneas hacia los abanicos del valle del Cibao. Las circulaciones de agua también involucran a circuitos profundos, y su ascenso se produce a favor de las fallas sinestrales, en particular cuando son cruzadas por fallas de los sistemas conjugados.

7.2. Recursos minerales

7.2.1. Sustancias energéticas

Dentro de los límites estrictos de la Hoja no se han realizado trabajos de exploración o explotación, aunque en la vecina Hoja de Santiago de los Caballeros, el sondeo Licey-1, supero los 3.800 m de profundidad, habiendo resultado estéril.

7.2.2. Rocas industriales y minerales metálicos

En el territorio de la Hoja de San Francisco Arriba, se han reconocido 3 indicios correspondientes a mineralizaciones dispersas de cobre (cuadro 7.2.1). Están ligadas a rocas de falla y diversas formaciones: rocas volcánicas del complejo de Pedro García, conglomerados de La Toca y fm. Los Hidalgos. Por otra parte, se han inventariado 13 minas a cielo abierto (ver cuadro 7.2.2), muchas de ellas de escasa entidad, abandonadas o de funcionamiento intermitente. Las litologías objeto de aprovechamiento son diversas, principalmente conglomerados, areniscas y calizas. Mención especial merecen las minas subterráneas de ámbar, de las que se han inventariado cuatro que permanecen en activo, más por la importancia económica histórica de su explotación en el pasado que por el potencial económico que dicho recurso presenta en la actualidad, dada el escaso tamaño y recursos de las explotaciones

7.2.2.1. Minerales Metálicos

Desde el punto de vista mineralógico, el complejo de Pedro García es fértil. En el afloramiento del río del mismo nombre se ha detectado una fina diseminación de sulfuros de cobre. En superficie, la mineralización se detecta por la pátina oxidada de los minerales así como por la mineralización secundaria, malaquita, que impregna a las rocas. De igual forma se muestran las mineralizaciones del Alto de las Mercedes, aunque en este caso sobre conglomerados de la Formación La Toca. El tercer indicio está ligado a rocas de falla altamente transformadas a chert de la fm. Los Hidalgos implicadas en un importante accidente siniestro.

Aparte de lo anecdótico de su presencia, cualquier otra consideración en cuanto a potencial e interés económico es aventurada por el momento.

Cuadro 7.2.1. Cuadro de Indicios Metálicos

Localidad	Coordenadas X	Y	Sustancia	Edad- Formación	Litología
Alto de Las Mercedes	18.257	70.687	Cu	La Toca	Conglomerados
Arroyo de Pedro García	22.750	70.450	Cu	Pedro García	Rocas volcánicas
Jacagua Adentro	25.235	62.240	Cu	La Toca	Rocas de falla

Cuadro 7.2.2 Indicios de rocas industriales de la Hoja de San Francisco Arriba (6074-I)

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	23.116	64.913	La Toca	Ámbar	Activa	Pequeño	Joy
2	24.082	65.128	La Toca	Ámbar	Activa	Pequeño	Joy
3	30.090	61.578	La Toca	Ámbar	Activa	Pequeño	Joy
4	32.680	61.075	La Toca	Ámbar	Activa	Pequeño	Joy
5	18.257	70.687	La Toca	Conglomerados	Abandonada	Pequeño	Arm
6	16.920	66.862	Villa Trina	Calizas	Abandonada	Grande	Arm
7	29.489	67.506	Villa Trina	Calizas	Activa	Medio	Arm
8	31.410	67.450	La Toca	Areniscas	Abandonada	Pequeño	Arm
9	40.188	62.778	Villa Trina	Calizas	Abandonada	Pequeño	Arm
10	22.241	66.006	La Toca	Conglomerados	Abandonada	Pequeño	Arm
11	17.688	61.415	Las Lavas	Conglomerados	Intermitente	Pequeño	Arm
12	18.620	61.080	Las Lavas	Conglomerados	Activa	Medio	Arm
13	21.550	60.235	Las Lavas	Conglomerados	Inactiva	Medio	Arm
14	22.758	59.063	Pocilguita	Areniscas	Intermitente	Grande	Arm
15	22.245	60.090	Las Lavas	Conglomerados	Inactiva	Pequeña	Arm
16	39.604	56.875	La Toca	Areniscas y calizas brechificadas	Activa	Grande	Arm
17	25.235	62.240	La Toca	Conglomerados	Inactiva	Pequeña	Arm

7.2.2.2. Rocas Industriales

La mayor parte de las labores tienen por común denominador su pequeño tamaño, falta de mecanización e intermitencia en su actividad, ligada a la construcción y mantenimiento de la red viaria local o viviendas.

El ámbar, utilizado en joyería como piedra semipreciosa, se extrae artesanalmente a través de pequeños pozos verticales excavados a pico y cincel. Actualmente, dado el escaso número de explotaciones, el sector minero primario da ocupación a muy poco personal. Mayor importancia económica presenta el sector de manufactura y comercialización de los productos de joyería elaborados en la zona, particularmente en La Cumbre.

Descripción de la Sustancias

- Conglomerados: hay siete pequeñas explotaciones situadas en las intercalaciones conglomeráticas de las Fms. Altamira y La Toca.
- Calizas: se localiza cuatro pequeñas minas tanto en la Fm. Los Haitises como en materiales derivados de la misma afectados por deslizamiento.
- Areniscas: existen dos canteras situadas sobre la Fm. La Toca y la Fm. Altamira respectivamente.

7.2.2.3. Potencial Minero

El potencial minero del Complejo de Pedro García está por estudiar. Investigaciones futuras determinarán si se trata de un metolotecto de interés económico.

En el sector de las Rocas Industriales, el potencial es enorme. Las reservas de calizas, conglomerados y areniscas son indefinidas por su magnitud. El problema, como en otras zonas de R. Dominicana, estriba en las deficientes infraestructuras y su distancia a los centros de aprovechamiento o consumo, que encarecen prohibitivamente el producto final.

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. Introducción

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

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Lugar de Interés Geológico (L.I.G.), como un recurso natural no renovable, donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos y paleobiológicos que han actuado en un área. En este sentido, es conveniente la realización de un inventario de Lugares de Interés Geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos o turísticos. Por tanto, contenido, posible utilización y nivel de significado definen un L.I.G., que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

8.2. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de San Francisco Arriba existe una buena cantidad de áreas con observaciones geológicas que podrían merecer la categoría de lugares de interés geológico. Sin embargo, se han seleccionado aquellos lugares que ofrecen buenas observaciones de aspectos geológicos suficientemente representativos o con unas condiciones de afloramiento excepcionales.

En la Hoja de San Francisco Arriba se han inventariado cinco L.I.G., aunque dadas la riqueza, variedad, y espectacularidad de tantos rincones de la Hoja, muchos otros puntos podrían haberse sugerido, especialmente desde el punto de vista geomorfológico. Sin embargo, las muy serias limitaciones de sus accesos por las dificultades orográficas y las limitaciones de las infraestructuras camineras, en particular en la estación de lluvias,

desaconsejan su definición formal como L.I.G. Por último, se recomienda tener muy en cuenta las predicciones meteorológicas, sobre todo en el caso de los L.I.G. localizados en los cauces de los arroyos.

L.I.G. N° 1. Loma Diego de Ocampo

Este L.I.G. es un excelente mirador desde el cual, en días claros, es posible realizar simultáneamente importantes observaciones de tipo geomorfológico y en menor medida, tectónico, de dos dominios geológicos de importancia primordial en la República Dominicana: La Cordillera Septentrional, y el valle de Cibao. Por su utilización, tiene un alto valor desde los puntos de vista didáctico y turístico, medio desde el científico, y bajo, pero con un fuerte potencial, desde el económico, principalmente por su relación con el turismo. Su alcance es nacional.

Hacia el Norte, es fácilmente observable el control morfoestructural de la Cordillera, a través de la sucesión de lomas que, según la directriz tectónica regional, se divisan hacia el N: El Congo, El Chicharrón, El Alto del Guazaral y la Loma de Palo Alto principalmente.

Hacia el sur, igualmente es un estupendo mirador de la estructura, geomorfología y relleno sedimentario cuaternario claramente ligado a procesos geomorfológicos erosivo-sedimentarios muy activos también en el presente y de indudable importancia socio-económica.

L.I.G. N° 2. Afloramientos de la Fm. Pedro García.

Se sitúan estos afloramientos en el fondo del cauce del río Pedro García, bien expuestos y con un grado de alteración moderado. Es una de las zonas de la Hoja donde mejor se exponen los materiales que constituyen la Fm. Pedro García, que a su vez sólo afloran en ésta Hoja dentro de toda la Cordillera Septentrional.

Presentan un alto interés desde los puntos de vista estratigráfico, petrológico y geoquímico, y bajo desde los puntos de vista geomorfológico y minero. Su interés científico es alto, el didáctico medio, y el turístico y económico, bajo. Su influencia se considera nacional.

Los materiales son rocas de naturaleza principalmente volcánica o vulcanosedimentaria. Se han observado rocas volcánicas de tipo lávico, brechas volcánicas y tufitas, rocas subvolcánicas granudas de tipo dolerítico y en menor proporción, rocas volcanoclásticas de tonos versicolores y tamaños de grano grueso a microconglomerático con una alta proporción de componentes detríticos líticos volcánicos, que se pueden considerar como areniscas volcanoclásticas microconglomeráticas. Igualmente, presentan de visu mineralizaciones de Cu diseminadas de probable génesis hidrotermal.

L.I.G. N° 3: Afloramientos de la Fm. La Toca en río Yaroa

Es igualmente uno de los mejores puntos para realizar observaciones geológicas de la Fm. La Toca, en particular de las intercalaciones conglomeráticas que presentan.

Por su contenido, presenta un interés estratigráfico medio, sedimentológico alto, y bajo interés desde los puntos de vista tectónico y paleontológico, en concreto respecto a la micropaleontología. Presenta un interés medio desde la óptica científica y didáctica, y bajo desde el punto de vista turístico y económico. Su grado de influencia es regional.

L.I.G. N° 4: Afloramientos del Mb. Las Lavas de la Formación Altamira

Se trata de un corte a pie de carretera con estupendos afloramientos de los materiales turbidíticos del Mb. Las Lavas de la Fm. Altamira. De manera secundaria, también se pueden realizar buenas observaciones estructurales de la fracturación que les afecta.

La reciente ampliación y labores de mejora de la carretera turística a Puerto Plata ha mejorado y ampliado los cortes preexistentes.

Presenta por su contenido alto interés estratigráfico y sedimentológico, medio desde el punto de vista tectónico, y bajo desde el hidrogeológico y paleontológico.

Por su utilización presenta moderado interés científico y didáctico, y bajo interés económico y turístico. Su influencia es regional.

L.I.G. N° 5: Ruinas de Santiago La Vieja.

Se trata de un punto que ante todo, presenta una importancia histórica, ya que conserva las ruinas de la primitiva población de Santiago de los Caballeros, destruida por un fuerte terremoto en el año 1584, incluyendo parte de la antigua catedral.

Desde el punto de vista geológico, se trata del escarpe de una falla neotectónica, probablemente producida por dicho terremoto. Afecta en superficie a un abanico aluvial reciente, y alcanza hasta 2 m de altura, estando poco degradada por la erosión.

Tiene alta importancia por su contenido tectónico, y media por el geomorfológico. Su interés turístico, didáctico y científico es alto, y el económico, bajo. Tiene una influencia a nivel nacional.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ARCULUS, R.J., (1994).** Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189–208.
- BEALL, R. (1943):** Geologic map of the eastern portion of the Cibao Valley. Dominican Republic. Aproximate scale, 1:100.000.
- BERMÚDEZ, P. J. (1949).** Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laborator of Foraminiferal Research, Special Publication*, 25, 1-322.
- BERNARDEZ, E. (2004).** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja E.1:50.000 nº 5875-I (Montecristi). Programa SYSMIN, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- BILICH, A., FROHLICH, C., AND MANN, P. (2001),** Global seismicity characteristics of subduction-to-strike-slip transitions: *Journal of Geophysical Research* 106, 443-452.
- BOURGOIS, J., BLONDEAU, A., FEINBERG, H., GLANÇON, G., VILA, J.M. (1983).** The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola : tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). *Bull. Soc. Géol. France* 7, XXV, 83-89.
- BOWIN, C., (1960).** Geology of central Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 211 pp.
- BOWIN, C.O., (1966).** Geology of the central Dominican Republic: *Geological Society of America Memoir* 98, 11–84.
- BOWIN C. (1975):** The geology of Hispaniola, En: *The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, 501-552.
- BOWIN C. & NAGLE, F. (1980).** Igneous and metamorphic rocks of northern Dominican Republic. An uplifted subduction zone complex, in *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo: Santo Domingo, Republica Dominicana, Amigo del Hogar Publishers, p. 39-50.
- BRINK, U. S., MARSHAK, S. AND GRANJA BRUÑA, J. L. (2009).** Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: Insight from observations and sandbox models of the northeastern Caribbean plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 121(11- 12), 1522-1536.
- BURKE, K. (1988).** Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230.

- 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 LÉPINAY, B. (1992a).** From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, 11, 114-123
- CALAIS, E., 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, 125-141
- CALAIS, E., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002).** Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters* 106(6), 1-8.
- COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999).** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- CUNNINGHAM, W. D. y MANN, P. (EDS., 2007).** Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological society of London, Special Publication, 290, 1-12.
- De ZOETEN, R. (1988).** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.
- 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* (Mann, P. Ed., Series editor Hsü, K.J.), 247-286.

DEBON, F. & LE FORT, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.

DEFANT, M.J., DRUMMOND, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.

DE LA FUENTE S. (1976). *Geografía Dominicana. Amigo del Hogar*, Santo Domingo, 272 p.

DEMETS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. & MANN, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean- North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437–440.

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

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

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

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., 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., MULLINS H.T., WALD D.J. (1998). Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. and Mann P., eds., *Active strike-slip and collisional tectonics of the*

Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 1-62.

DOLAN J.F., 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., 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

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

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

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

DONNELLY, T.W. & ROGERS J., (1980). Igneous series in island arcs: The north eastern Caribbean compared with world wide island arc assemblages. Bulletin Volcanologique, v. 3, p.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 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.

DRAPER G., LEWIS J.F. (1991). Metamorphic belts in central Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola

(Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262,. 29-45.

DRAPER G., NAGLE F. (1991). Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 77-95.

DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997). La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. Revista de la Sociedad Geológica de España, 10, 281-299

DRAPER, G., MANN, P., LEWIS, J. F., (1994). Hispaniola. En: Caribbean Geology: An introduction. (Donovan, S.K., Jackson, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.

EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1982). The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9 Conferencia Geologica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias vol 2, 619-629.

EDGAR N.T. (1991). Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern 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, 281-299.

ERIKSON, J. P., PINDELL, J. L., KARNER, G. D., SONDER, L. J., FULLER, E. Y. & DENT, L. (1998). Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Española: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. Journal of Geology 106, 473-494.

ERIKSON, J.P., PINDEL, J.L., KARNER, G.D., SONDER, L.J., FULLER, E., DENT, L., (1998). Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Hispaniola: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. The Journal of Geology 106, 473–494.

ESCUDER VIRUETE, J., (2010-A). Memoria de Petrología de Rocas Ígneas y Metamórficas. Cordillera Septentrional, sector Occidental. Proyecto SYSMIN. (Inédito)

ESCUDER VIRUETE, J., (2010-B). Memoria de Geoquímica de Rocas Ígneas y Metamórficas. Cordillera Septentrional, sector Occidental. Proyecto SYSMIN. (Inédito)

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

ESCUDER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007). 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., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006). Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic Rocks, Dominican Republic. Lithos 90, 161-186.

ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNAIZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. Y PÉREZ-ESTAÚN, A., (2004). La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. Geo-Temas 6(1), 41-44.

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

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

- ESCUDE VIRUETE, J., JOUBERT, M., URIEN, P., FRIEDMAN, R., WEIS, D., ULLRICH, T., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008).** Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos* 104, 378-404.
- ESCUDE VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2008).** Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 98(2), 407-425.
- ESCUDE-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.
- FRIEDMAN, R. (2010).** Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método U-Pb en zircones. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia. Inédito
- GABB, W. M. (1873).** On the topography and geology of Santo Domingo. *Transactions of the American Philosophical Society*, n.s., 15:49–259.
- GABITES, J. (2010).** Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método Ar-Ar. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia. Inédito
- GARCIA-LOBON J.L. y AYALA C. (2007).** Cartografía geofísica de la República Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. *Boletín Geológico y Minero* 118(2), 175-194.
- GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDE VIRUETE J. (2007).** Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.
- GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LÉPINAY B. (2000).** Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samaná Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.
- HENEKEN, T. S. (1853).** On some Tertiary Deposits in San Domingo. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 9, 115-134.

- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2007).** La estructura del Sector Meridional de la República Dominicana. Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 287 pp.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002).** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana (Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A. y Hernaiz Huerta, P.P., Eds.). Acta Geológica Hispánica 37, 183-205.
- HEUBECK C. (1988).** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 pp.
- 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.
- 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. (1977).** Progress report on radiometric age determination in the Caribbean region. Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference, 85-86.
- 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., 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., SMITH, C.N., HALL, C.M., AND ALLEN, C.M. (2005a).** Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*.

- KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., ALLEN, CH.M. (2005B).** Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin* 117, 987-995.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., MCCURDY, K., AND CUMMING, G.L. (1990a).** 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.
- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.P., DRAPER, G., IDLEMAN, B. (2005).** The Rio San Juan Complex (Northern Dominican Republic): geothermobarometry and age determinations. *Mitt.Österr.Miner.Ges.* 150
- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.-P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2008).** The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. *Lithos* 103, 106-137.
- LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER F., SENEBIER, F. (2000).** Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research* 105, 8403-8421.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., DE LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R.C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D., COTTEN, J. (1999).** Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193-207.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., LOUBET, M. (1997).** Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology* 105, 111-120.
- LEWIS, J.F. (1980).** Résumé of geology in Hispaniola. En *Field guide to the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 5-31

- LEWIS J.F., DRAPER G. (1990):** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin: Decade of North American Geology. The Caribbean, Geol. Soc America 77-140.
- LEWIS J.F., AMARANTE, A, BLOISE G., JIMENEZ J.G. Y DOMINGUEZ, J. (1991).** Lithology and stratigraphy of Upper cretaceous rocks volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiro Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord with Haiti. 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, 143-163.
- LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995):** Geochemistry and petrologic 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., 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 Geologica Hispanica. 37, 2-3, 81-122.
- LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006).** Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. Geologica Acta 4, 237-263.
- LONSDALE, W. (1853).** Notes on the fossil corals of San Domingo, in: On some Tertiary Deposits in San Domingo (Heneken, J.S.). Quarterly Journal of the Geological Society, 9, 115-134.

- LUTZ, B.P., ISHMAN, S.E., MCNEILL, D.F., KLAUS, J.S. AND BUDD, A.F. (2008).** Late Neogene planktonic foraminifera of the Cibao Valley (northern Dominican Republic): Biostratigraphy and paleoceanography. *Marine Micropaleontology*, 69: 282-296.
- MAIER, K. L., KLAUS, J. S., MCNEILL, D. F., BUDD, A. F. (2007).** A late Miocene low-nutrient window for Caribbean reef formation? *Coral Reefs*, 26. 635–639.
- 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., CALAIS, E., AND HUÉRFANO, V. (2004).** Earthquake shakes “big bend” region of North America–Caribbean boundary zone: *Eos. Transactions, American Geophysical Union* 85, 8.
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DEMETS C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S. (2002).** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 6, 1- 26
- MANN P., DRAPER G., LEWIS J.F. (1991):** 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. (1991):** 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.; 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.
- 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., 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.
- 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. (1981).** New data on the stratigraphy of the southern peninsula of Haiti. En : Transactions du 1er colloque sur la géologie d'Haiti (F.J.M. Maurrasse, Ed.), 184-198. Ministère des Mines et des Ressources Énergétiques Port-au-Prince, Port-au-Prince, Haiti.
- MAURRASSE, F.J.-M., G., HUSLER, J., GEORGES, G., SCHMITT, R., DAMOND, P. (1979).** Upraised Caribbean sea-floor below acoustic reflector B" and the Southern Peninsula of Haiti. *Geologie en Mijnbouw* 8, 71-83.
- MAURY, C.J. (1917):** Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology.*, vol.5, N° 30, pp. 1-43.
- MAURY, C.J. (1919):** A proposal of two new Miocene formational names. *Science (N.S.)*, vol. 50, N°1304, p. 591.
- MAURY, C.J. (1922):** The recent Arcas of the Panamic Province. *Paeontographica Americana.*, vol.1, N° 4, pp.163-208.
- MAURY, C.J. (1929):** Porto Rican and Dominican stratigraphy. *Science (N.S.)* vol. 70, N° 1825, p.609.
- MAURY, C.J. (1931):** Two new Dominican formational names. *Science (N.S.)* vol. 73, N° 1880, pp. 42-43.
- MOLNAR, P., & SYKES, L. R., (1969).** Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity: *Geological Society of América Bulletin*, v. 80, p. 1639-1684.
- MOORE, J. C. (1850).** On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S. Heneken, Esq. with remarks on the fossils. *Geological Society of London, Quaterly Journal.*, vol. 6 pp. 44-53.
- MUFF, R. & HERNÁNDEZ, M. (1986).** The hydrothermal alteration and pyrite-galena-sphalerite mineralization of a porphyrite intrusion at Palma Picada in the Cordillera

Septentrional, Dominican Republic. Natural Resources and Development (Tübingen, West Germany), Vol 26, pp. 87-94

NAGLE F. (1979). Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. In: Three geologic studies in the Dominican Republic (B. Lidz, F. Nagle, Eds.) 1-28., Miami Geological Society.

NAGLE, F. (1966). Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Tesis Doctoral (inérita). Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp.

NAGLE, F. (1972). Rocks from seamounts and escarpments on the Aves Ridge. VI Conferencia Geológica del Caribe. Margarita, Venezuela. Memorias 409-413.

NAGLE, F. (1974). Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. Geological Society American Bulletin 85, 1461-1466.

PALMER, H. C. (1979). Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. in: Lidz, B., Nagle, F. (eds.), Hispaniola: Tectonic focal point of the northern Caribbean—three geologic studies in the Dominican Republic. Miami Geol. Soc. 29-68.

PEARCE, J.A. (1983). The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Hawkesworth, C.J., Norry M.J., Eds.). Nantwich, Shiva, 230-249.

PEARCE, J.A., BAKER, P.E., HARVEY, P.K., LUI, W., (1995). Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. Journal of Petrology 36, 1073–1109.

PÉREZ-ESTAÚN A., TAVARES I., GARCÍA CORTES A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2002). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica 37, 77-80.

PÉREZ-VALERA, F., HERNAIZ-HUERTA, P.P., ABAD, M., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008). Datos preliminares sobre la estratigrafía de la Cordillera Septentrional en el Sector Imbert-El Mamey (Puerto Plata, República Dominicana). 18 Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana.

PILSBURY, H. A., (1922). Revision of W.M. Gabb's Tertiary Mollusca of Santo Domingo. Academy Natural Science Philadelphia, Proceedings, 73, p. 305-435.

PILSBURY, H. A. & JOHNSON, C. W., (1917). New Mollusca of the Santo Domingan Oligocene. Academy Natural Science Philadelphia, Proceedings, 69, p. 150-202.

- PINDELL, J. (1985).** Plate tectonic evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean region. PhD thesis. Durhan University, England, p 287.
- 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., BARRET S.F. (1990).** Geologic of the Caribbean region; A plate- tectonic perspective. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Dengo, G. y Case, J.E., eEds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, 405-432.
- PINDELL J.L., DRAPER G. (1991).** Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G., Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 97-114.
- PINDELL, J. L., 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, K. P. STANEK, W.V. MARESCH, AND G. DRAPER, (2006).** Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta* 4, 303-341.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L., MARESCH, W.V., STANEK, K.P., DRAPER, G., HIGGS, R. (2005).** Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Caribbean-South American plate interactions (Lallemant, A., Sisson V.B. Eds.), Geological Society of America Special Paper 394, 7-52.
- PRENTICE, C.S., MANN, P., TAYLOR, F.W., BURR, G. & VALASTRO, S. (1993).** Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic. *Geology* 21, 49–52.

- 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.
- REDMOND, B. (1982).** Sedimentary processes and products; an amber bearing turbidite complex in the northern Dominican Republic. PhD Thesis. Troy, New York, Rensselaer Polytechnic Institute, 455 p.
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P., BIJU-DUVAL, B. (1986).** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
- 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.
- SHERVAIS, J.W., (2001).** Birth, Death, and Resurrection: The life cycle of supra-subduction zone ophiolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, Paper 2000GC000080
- SOWERBY G. B. (1850):** Descriptions of new species of fossil shells found by J.S. Heneken, Esq. en Moore, J.C., On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S. Heneken, Esq. with remarks on the fossils. *Geological Society of London, Quaterly Journal*,.6. 44-53.
- STEIN, G., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Dirección General de Minería, Santo Domingo, 168 pp.
- SHERVAIS, J.W., (2001).** Birth, Death, and Resurrection: The life cycle of supra-subduction zone ophiolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, Paper 2000GC000080
- TAYLOR, R.N. Y NESBITT, R.W. (1995).** Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie, J.L. (ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication, 81, 115-134

-
- 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.
- VOKES, E.H. (1989):** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). *Bulletins of American Paleontology*, vol. 97, N° 332, pp. 5-94.
- WINCHESTER J.A. Y FLOYD, P.A., (1977).** Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- WINSLOW M.A., GUGLIELMO G. Jr., NADAI A.C., VEGA L.A., McCAAN W.R. (1991).** Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern 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, 301-313.
- WOOD D.A. (1980).** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11-30.
- ZACK, T, RIVERS, T, BRUMM, S., KRONZ, A., (2004).** Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic, *European Journal of Mineralogy*, v. 16. p. 909-916.