SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO

DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

ESCALA 1:50.000

PIMENTEL

(6173-I)

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

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

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Fernando Pérez Valera(INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. 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. José Luís García Lobón (IGME)

DATACIONES ABSOLUTAS

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

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

SUPERVISIÓN TËCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

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

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

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

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

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

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

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto: Cordillera Septentrional: Río San Juan
- 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 Pimentel se encuentra situada en el extremo suroriental de la Cordillera Septentrional, incluyendo parte de la elevación de San Francisco (*San Francisco Ridge*) y en ella se encuentra representadas rocas metamórficas del Complejo de Río San Juan y rocas sedimentarias propias del dominio del San Francisco Ridge.

El Complejo de Río San Juan está formado por diversas unidades de rocas plutónicas y metamórficas, de edad Cretácico, y aparece compuesto por cuatro tipos principales de rocas: una mélange de matriz serpentinítica con bloques de esquistos azules y eclogitas, unidades de esquistos azules y verdes de grano fino, anfibolitas de grano grueso, y un complejo intrusivo gabroico. La parte septentrional del Complejo de Río San Juan fue metamorfizada en una zona de subducción, mientras que la parte meridional representa el basamento de un área de ante-arco. Sobre el Complejo de Río San Juan aparece una unidad compuesta por brechas carbonatadas que postdata la exhumación de estas rocas.

Por su parte, en el ridge de San Francisco se encuentran rocas del Terciario organizadas en diversas unidades que constituyen en algunos casos unidades exclusivas de este dominio. La unidad más antigua corresponde a materiales turbidíticos que se podrían incluir dentro de la Fm La Toca (Eoceno sup-Mioceno inf), sobre la cual, y por medio de una discordancia regional se encuentra una potente serie de conglomerados, la Fm El Firme, de edad Mioceno inferior, que hacia arriba transiciona a distintas unidades detrítico-carbonatadas marinas o de transición, que llegan hasta el Plioceno. A partir del Plioceno superior se encuentran unidades aluviales que marcan la continentalización de la cuenca marina (Ud. de Herrera de Cuaba y Fm Azlor).

Desde el punto de vista tectónico, el límite entre el Complejo de Río San Juan y el ridge de San Francisco está marcado por la zona de Falla Septentrional, bien desarrollada y con una actividad reciente en algunos casos. Por otro lado, la elevación de San Francisco se forma dentro de un contexto transpresivo siniestro, que origina un *push-up* a gran escala, cuyo levantamiento progresa de sureste a noroeste, con la existencia de importantes fallas noreste-suroeste que trasladan las unidades del ridge formando en la actualidad un límite sinuoso y activo con la cuenca del Cibao.

ABSTRACT

The Pimentel sheet is located in the southeastern end of the Cordillera Septentional, and includes part of the San Francisco rise (San Francisco Ridge or San Francisco push-up). Metamorphic rocks of the Rio San Juan Complex and other sedimentary rocks belonging to the San Francisco Ridge domain are present in this area.

The Rio San Juan Complex consists of several units of plutonic and metamorphic rocks of Cretaceous age, and is composed of four main types of rocks as follows: a serpentinite matrix mélange with blocks of blueschist and eclogite, fine-grained blue and greenschist units, coarse-grained amphibolites and a gabbroic intrusive complex. The northern part of the Rio San Juan Complex was metamorphosed in a subduction zone, while the southern part represents the basement of a forearc area. A unit of carbonated breccias that postdate the exhumation of these rocks is present above Rio San Juan Complex rocks.

Additionally, Tertiary rocks arranged in several units outcrop in the San Francisco Ridge, most of which correspond to units that are exclusive to this domain. The oldest unit is composed of sandy turbidites and marls that could belong to La Toca Fm (late Eocene-early Miocene). Above the latter, a thick series of sands and conglomerates belonging to the El Firme Fm (Lower and Middle Miocene) are deposited following a regional unconformity. This last formation evolves into different marine or transition clastic-carbonate units (La Jagüita and Arroyón-Los Cafés units), up to shallow-marine carbonate units in the Pliocene (Macorís Fm). Continentalization of the marine basin is marked by the presence of late Pliocene-Pleistocene alluvial units (Herrera de Cuaba unit and Azlor Fm)

From a tectonic point of view, in some cases the well-developed northern fault zone that displays recent activity marks the boundary between the Rio San Juan Complex and the San Francisco Ridge. Additionally, the San Francisco Ridge is formed within a left-transpressional context, creating a large-scale push-up whose rise progresses from southeast to northwest, with the existence of major northeast-southwest trending faults that translate ridge units, forming today a sinuous, active limit with the Cibao Basin.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN 1

1.1 Metodología 1

1.2. Situación geográfica 4

1.3. Marco Geológico 6

1.3.1 Geología de La Española 6

1.3.2 Macrounidades geológicas 7

1.3.3 Macroestructura de La Española 12

1.3.1 Historia Geológica de La Española 14

1.4. Antecedentes 16

2. ESTRATIGRAFIA 18

2.1 Cretácico 23

2.1.1 El Complejo de Rio San Juan 23

2.1.1.1 Peridotitas serpentinizadas (1) 24

2.1.1.2 Anfibolitas y anfibolitas con granate. Gneises máficos (2) 25

2.1.1.3 Gabros de grano grueso, bandeados o foliados (3) 25

2.2 Paleógeno 26

2.2.1 Eoceno Inferior-Mioceno Inferior 26

2.2.1.1 Brecha calcárea y calizas tableadas (4). Eoceno inferior-medio?. P_2^{1-2} 27

2.2.1.2 Fm La Toca (5). Areniscas, lutitas y conglomerados. Eoceno Medio-Oligoceno. P_2^3-P_3 28

2.3 Neógeno 29

2.3.1 Mioceno Inferior-Medio 29

2.3.1.1 Fm Conglomerados de El Firme (6). Conglomerados, areniscas, arenas y lutitas. Mioceno Inferior. N_1^1 29

2.3.1.2 Calizas de la Angostura (nov. nom.) (7). Calizas con macroforaminíferos. Mioceno Inferior-Medio. N_1^{1-2} 31

2.3.1.3 Unidad de la Jagüita (nov. nom.) (8). Lutitas, areniscas carbonosas, niveles de megabrechas calcáreas con olistolitos. Mioceno Inferior. N_1^2 32

2.3.1.4 Fm Cuesta Blanca (9). Margas blancas y calcarenitas. Mioceno Medio. N_1^3 . 34

2.3.1.5 Fm La Piragua (14). Conglomerados y arenas. Mioceno Medio-Sup. N_1^{2-3}.... 35

2.3.2 Mioceno Superior-Plioceno 36

2.3.2.1. Unidad de Arroyón-Los Cafés (10). Lutitas, areniscas y margas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N_1^3-N_2^1 36

2.3.2.2. Fm Castillo (13). Margas, lutitas y areniscas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N_1^{1-2} 38

2.3.2.3. Fm Macorís (11). Lutitas carbonosas con niveles de corales. Plioceno Inferior. N_2^1 40

2.3.2.4. Fm Macorís (12). Calizas arrecifales y bioclásticas. Plioceno Inferior-Sup. N_2^{1-2} 40

2.3.2.5. Fm Villa Trina (15). Margas y calcarenitas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N_1^3-N_2^1 41

2.3.2.6. Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas con corales. Plioceno Superior-Pleistoceno. N_2^1-Q_1 42

2.3.2.7. Unidad de Herrera de Cuaba (nov. nom.) (17). Lutitas verdes y areniscas con nódulos de limonita. Plioceno Superior. N_2^2 43

2.4 Cuaternario 45

2.4.1 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial 45

2.4.1.1. Fm Conglomerados de Azlor (18). Conglomerados y arenas. Pleistoceno. Q_{1-3} 45

2.4.1.2. Abanicos aluviales: bloques, gravas y arenas (19 y 21). Pleistoceno-Holoceno. Q_{1-4} 46

2.4.1.3. Terrazas. Gravas, arenas y limos (25). Holoceno. Q_4 47

2.4.1.4. Llanura de inundación (23). Arenas, lutitas y gravas. Holoceno. Q_4..... 47

2.4.1.5. Fondo de valle (34). Gravas, bloques, arenas y lutitas. Holoceno. Q_4 48

2.4.1.6. Áreas pantanosas o encharcadas (24). Arcillas oscuras. Holoceno. Q_4..... 48

2.4.2 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional 48

2.4.2.1. Coluviones (22). Bloques, gravas y arcillas. Holoceno. Q_4..... 48

2.4.3 Depósitos cuaternarios derivados de la meteorización química 49

2.4.3.1. Lateritas (20). Arcillas rojas. Pleistoceno-Holoceno. Q_{1-4} 49

3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS..... 50

3.1. Unidades del Complejo de Río San Juan 50

3.2. Petrología..... 52

3.2.1 Unidad de La Cuaba..... 52

3.2.2 Batolito del Río Boba..... 55

3.3. Geoquímica..... 57

3.3.1 Unidad de La Cuaba..... 57

3.3.2 Batolito del Río Boba..... 63

4.TECTÓNICA..... 69

4.1 Introducción. Contexto geodinámico de La Española 69

4.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio..... 71

4.3 La estructura del Ridge de San Francisco 71

5. GEOMORFOLOGÍA 78

5.1. Análisis geomorfológico 78

5.1.1. Estudio morfoestructural..... 78

5.1.1.1. Formas estructurales 78

5.1.2. Estudio del modelado 79

5.1.2.1. Formas gravitacionales..... 79

5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial..... 79

5.1.2.3. Formas poligénicas y de difícil adscripción..... 80

5.2. Evolución e historia geomorfológica 80

6. HISTORIA GEOLÓGICA 82

7.GEOLOGÍA ECONÓMICA 85

7.1. Hidrogeología 85

7.1.1. Climatología e hidrología 85

7.1.2. Hidrogeología 85

7.2. Recursos minerales 87

7.2.1. Rocas industriales y ornamentales 87

7.2.1.1. Descripción de las sustancias 87

7.2.2. Potencial minero 87

7.2.3. Listado de indicios 88

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO 89

8.1. Introducción. 89

8.2. Relación de los L.I.G. 89

8.3. Descripción de los Lugares 89

8.3.1. L.I:G: Nº 1. Calizas de la Angostura 89

8.3.2. L.I:G: Nº 2. Conglomerados de la Fm Azlor 91

8.3.3. L.I:G: Nº 3. Itinerario por el Río Maguá 91

9. BIBLIOGRAFÍA 93

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 (Figura 1.1):

Zona Norte:

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

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

Zona Sureste:

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

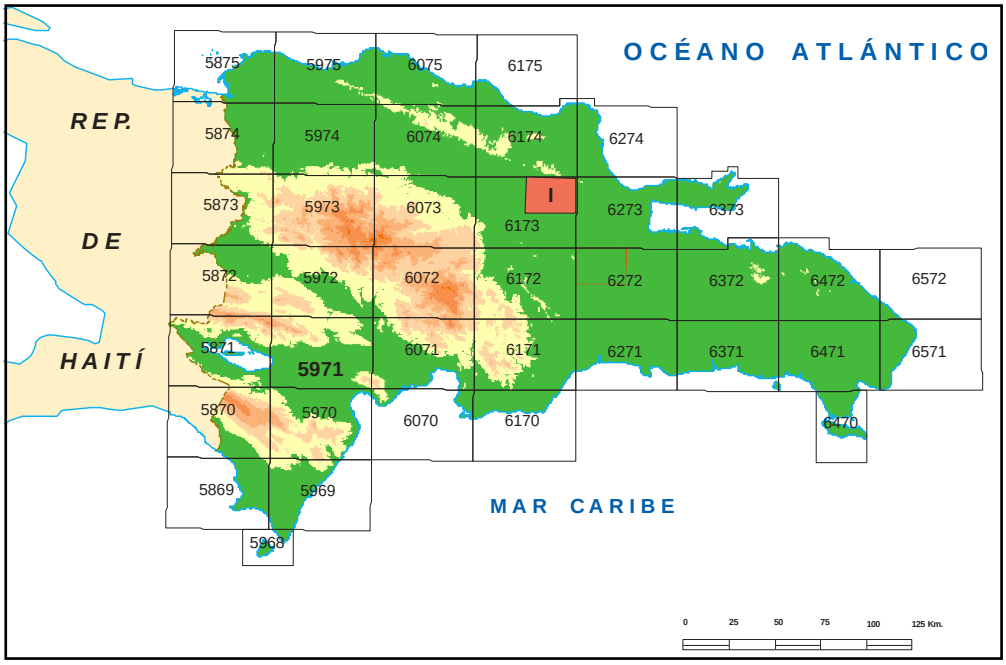


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:100.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Pimentel (6173-I)

Zona Sur:

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

Zona Suroeste:

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

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

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

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

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

1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Pimentel (6173-I) se encuentra situada en la región septentrional de la República Dominicana (Fig.1.1), concretamente en el sector oriental de la Cordillera Septentrional, al este de la ciudad de San Francisco de Macorís. Prácticamente la totalidad de su territorio pertenece a la provincia de Duarte, a excepción de la parte nororiental, que perteneciente a la de María Trinidad Sánchez. Desde un punto de vista fisiográfico, se observan dos dominios claramente diferenciados: por un lado, el relieve moderado formado por la evelación de una estructura reciente (San Francisco *push-up* o San Francisco *ridge*) y la parte más meridional de la Cordillera Septentrional, y por otro los materiales aluviales que forman la llanura del Cibao (Fig 1.2).

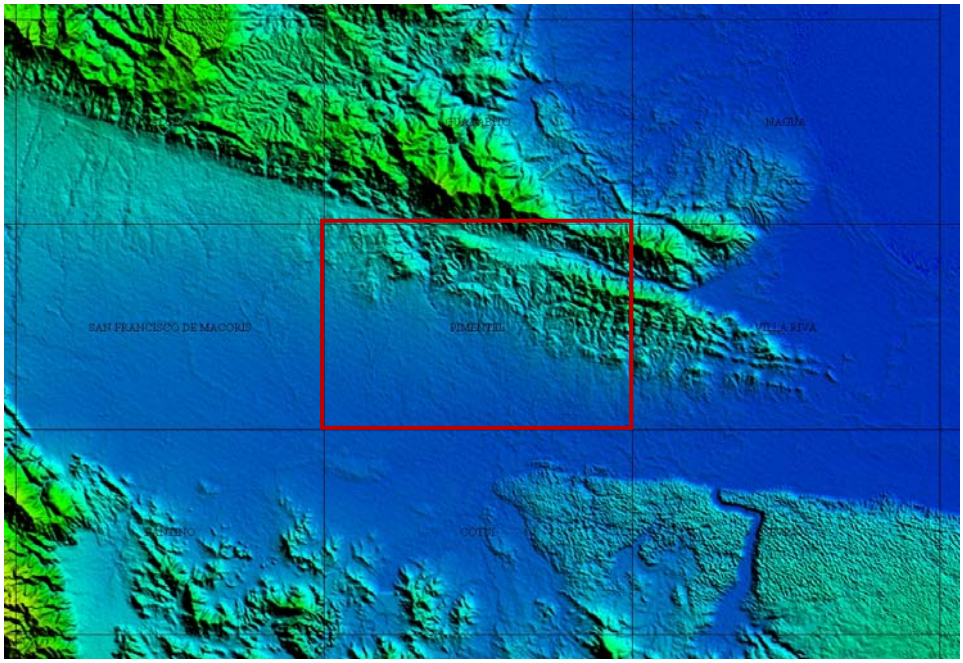


Figura 1.2. Modelo Digital del Terreno de la parte nororiental de la República Dominicana, incluyendo el sector oriental de la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao. Se señala la situación de la Hoja de Pimentel (6173-I)

La zona montañosa corresponde a la terminación meridional de la Cordillera Septentrional, junto con el San Francisco Rigde (SFR) y ocupa un poco más de la mitad septentrional de la Hoja (Fig 1.2). Se caracteriza por un relieve no demasiado abrupto, con pocas elevaciones que superan los 500 m, siendo la mayor altura de la Hoja en torno a los 540 m. en el Firme del Calvario (esquina NO). Las estribaciones montañosas de la Cordillera Septentrional y el SFR, tienen una orientación NO-SE, condicionando el relieve actual y en parte la red de drenaje. El enrasamiento con la llanura del Cibao se produce

de forma progresiva, con sistemas de baja pendiente que enlanzan directamente los relieves más meridionales del SFR con los materiales aluviales recientes de la Cuenca del Cibao, que constituye el segundo elemento fisiográfico de la Hoja. Éste está controlado en su parte más meridional por el funcionamiento del Río Yuna y de sus afluentes.

Desde el punto de vista de la vegetación, la región se caracteriza por una gran variedad vegetal, dominada por un bosque tropical húmedo, con predominio de especies típicas de bosques tropicales húmedos en las zonas montañosas, aunque la gran mayoría de la Hoja está dedicada al cultivo y los bosques se encuentran profundamente modificados por la mano del hombre.

La red fluvial está integrada por ríos y arroyos procedentes de la zona montañosa que desembocan finalmente en el Río Yuna. La práctica totalidad de los ríos y arroyos suelen llevar agua durante todo el año. Existen varios ríos importantes en la Hoja, en la parte septentrional el más importante es el Río Nagua, que discurre con una orientación NO-SE, paralelo a los grandes accidentes tectónicos (Falla Septentrional), mientras que existen otros ríos perpendiculares, que atraviesan el SFR, con orientación NE-SO que son, de este a oeste: Río Nigua, Río Maguá, Arroyo Maney, Río Cuaba y Río Güiza, junto con gran cantidad de arroyos menores. Todos ellos desembocan finalmente en el Río Yuna. Estos ríos provocan fuertes inundaciones en tormentas fuertes y ciclones.

Sus habitantes se encuentran distribuidos prácticamente por toda la Hoja, siendo una zona muy poblada, cuyos núcleos de población más destacados son, San Francisco de Macorís, Pimentel, Las Guaranás, Castillo, Hostos, todos situados en la llanura del Cibao. Otros núcleos de población situados en el SFR son Rincón Hondo, El Firme, La Jagüita, La Bajada, Los Bracitos o Herrera de Cuaba. Su principal fuente de ocupación es la agricultura, organizada en dos ámbitos. En el SFR dominan ampliamente los cultivos de cacao, mientras que en el Cibao se encuentran amplias plantaciones de arroz. En la Cordillera Septentrional además, existe una pequeña industria de tipo ganadero. El turismo, por el contrario, está muy pobremente desarrollado.

La Hoja de Pimentel presenta numerosas vías de comunicación. La principal es la carretera nacional de San Francisco de Macorís a Nagua, que atraviesa la Hoja de oeste a este y de la que parten hacia el norte o el sur numerosas pistas, algunas de ellas asfaltadas que comunican gran parte de la Hoja. En particular, para atravesar el SFR se

pueden encontrar las pistas de La Jagüita al Firme, la que parte desde Montenegro a Patao y finalmente llega a La Bajada, por donde se puede volver a San Francisco de Macorís. Además de estas existen muchas pistas importantes que comunican prácticamente la totalidad de la Hoja y por las que se accede de manera relativamente cómoda. A algunos sectores de la zona montañosa, en particular de la esquina noreste se accede a pié, siguiendo los arroyos afluentes del Río Nagua.

Por último, se trata de una región sometida a constantes acontecimientos naturales de tipo catastrófico, como son las frecuentes avenidas producidas en todos los ríos de la región, sin excepción, como respuesta a las intensas tormentas desencadenadas en el sector montañoso y que alcanzan su máxima expresión en el caso de los ciclones y huracanes que azotan la isla. También son frecuentes los terremotos, debido a la actividad de la Falla Septentrional, que aunque no se tienen datos de terremotos históricos cercanos, su estudio paleosísmico demuestra una actividad reciente durante el Cuaternario.

1.3 Marco geológico

1.3.1. Geología de La Española

La República Dominicana ocupa aproximadamente los dos tercios más orientales de la Isla La Española, cuya superficie total es de unos 80.000 km^2, lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de norte a sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el Valle del Cibao, el Valle de San Juan y el Valle de Enriquillo. La orografía de la isla es muy accidentada, e incluye las mayores altitudes de las Antillas Mayores (picos Duarte y la Pelona, con 3087 m). Esta circunstancia revela una activa tectónica reciente puesta también de manifiesto por la elevación topográfica de numerosas áreas, fallas activas y una importante actividad sísmica, como los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Fig. 1.3), limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una zona de subducción embrionaria (Fosa de los Muertos). El margen Norte del Caribe ha

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

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

1.3.2. Macro unidades geológicas

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

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

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

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

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

la cuenca de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz *et al.*, 2007).

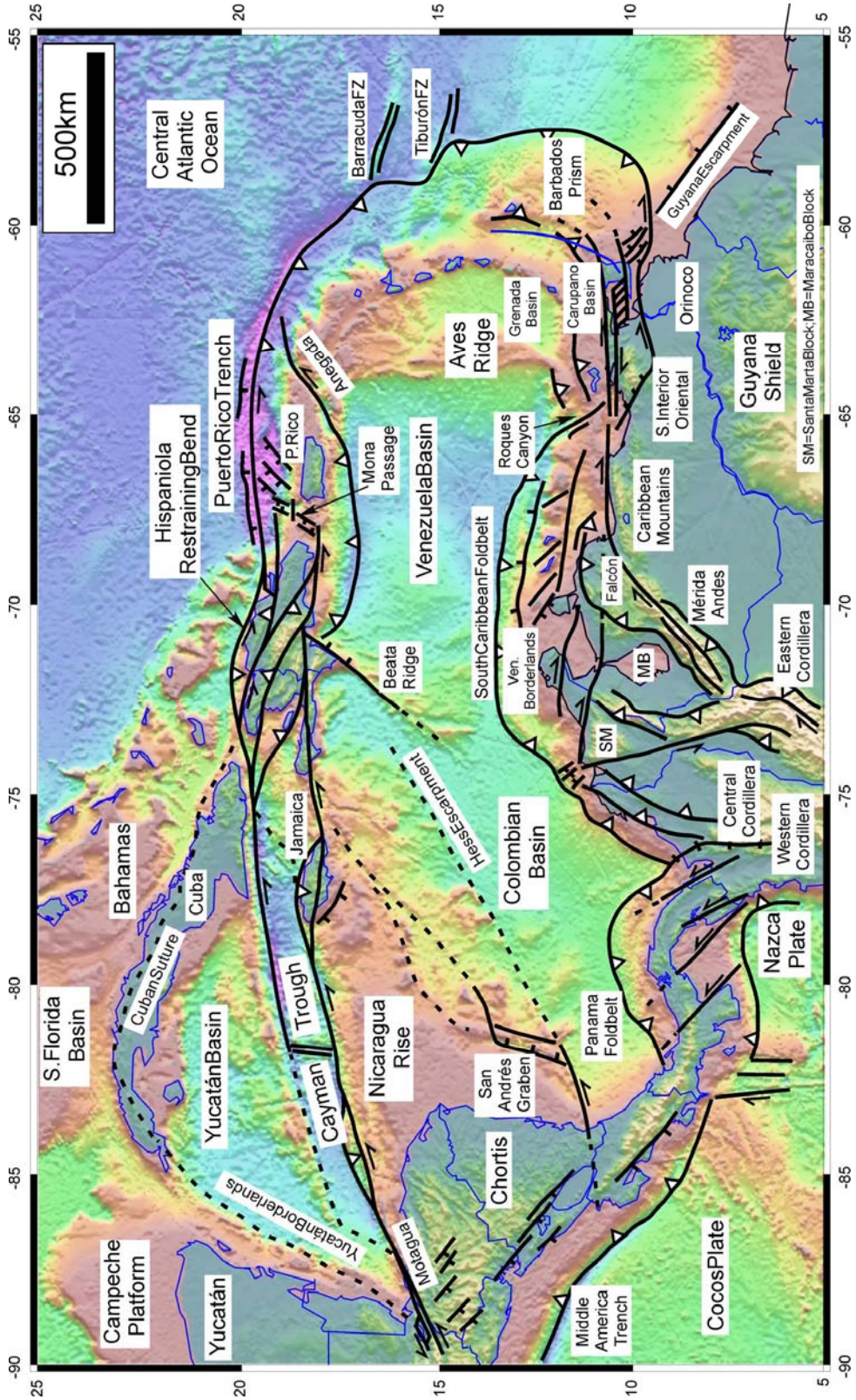


Figura 1.3. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

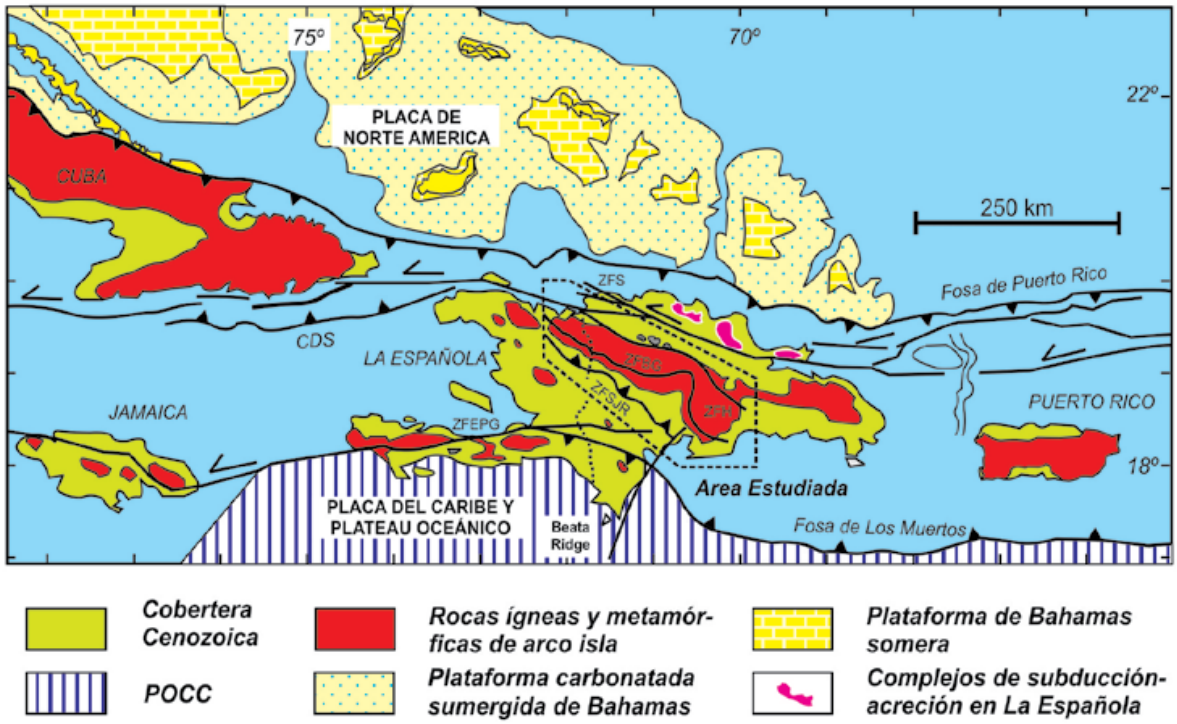
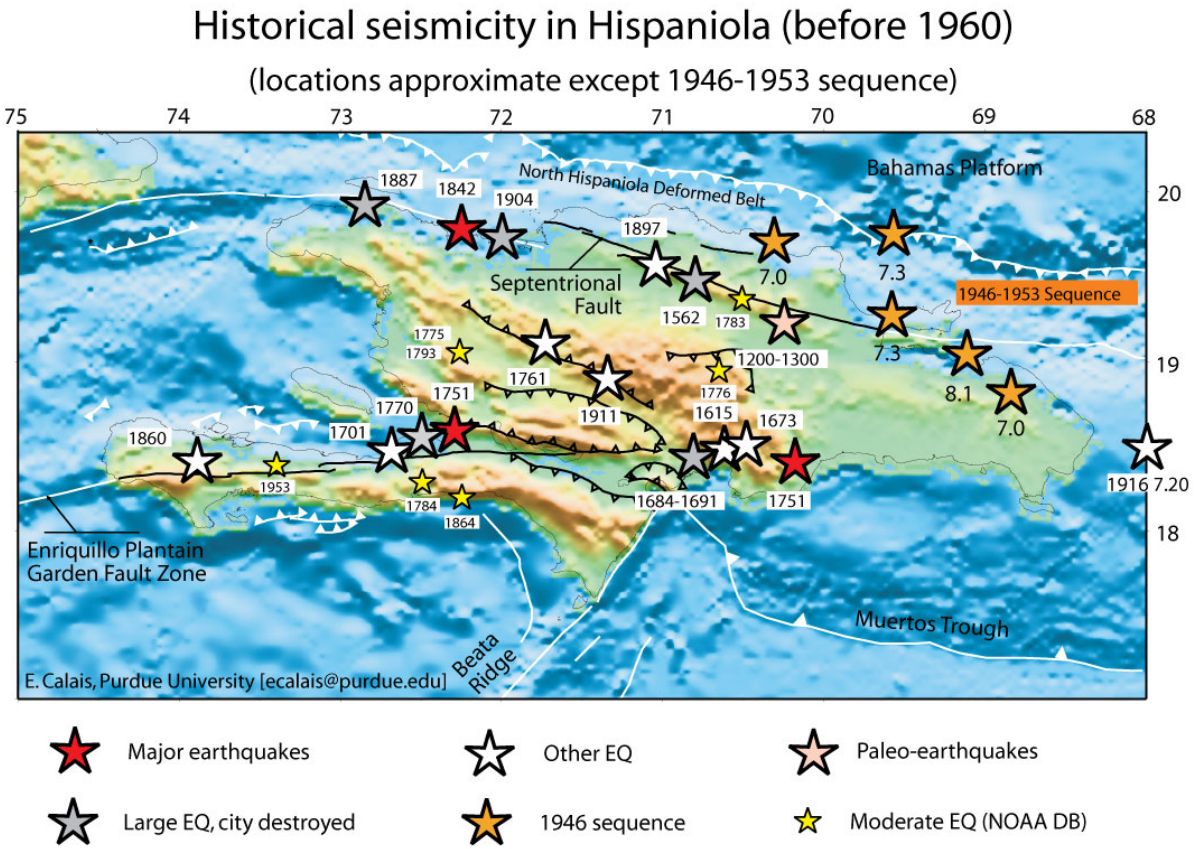


Figura 1.3 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE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

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

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



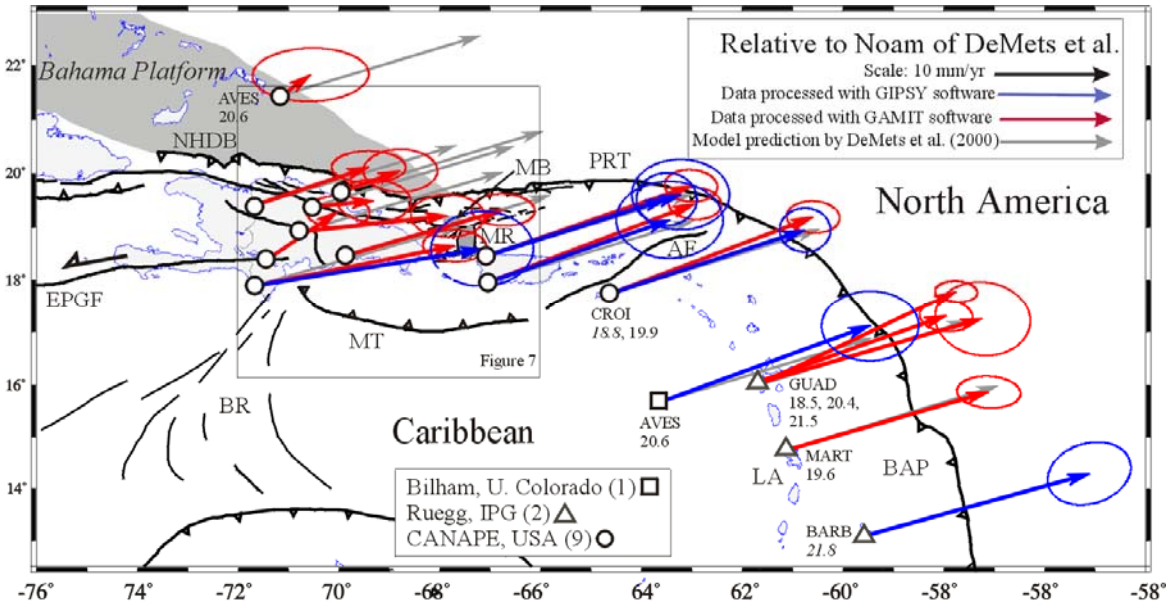


Figura 1.4. (Arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas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

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

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

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

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

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

1.3.3. Macroestructura de La Española

Los resultados obtenidos en los Proyectos del Programa SYSMIN han supuesto un nuevo e importante avance en el conocimiento de la geología estructural de la República Dominicana. Desde un punto de vista tectónico, la estructura de la Isla de La Española resulta de la convergencia oblicua a la colisión final del sistema de arco-isla Caribeño

Cretácico y la placa de Norte América, que tuvo lugar desde el Eoceno Medio-Superior (Bowin, 1975; Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991, 1995, 1999; Draper *et al.*, 1994; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006).

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

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

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

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

1.3.4. Historia Geológica de La Española

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

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América (Mann *et al.*, 1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2008).
- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 1977, 2003, 2005; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Pindell *et al.*, 2006; Krebs, 2008; Escuder-Viruete *et al.*, 2008). Existencia de episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1991; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2004, 2007).

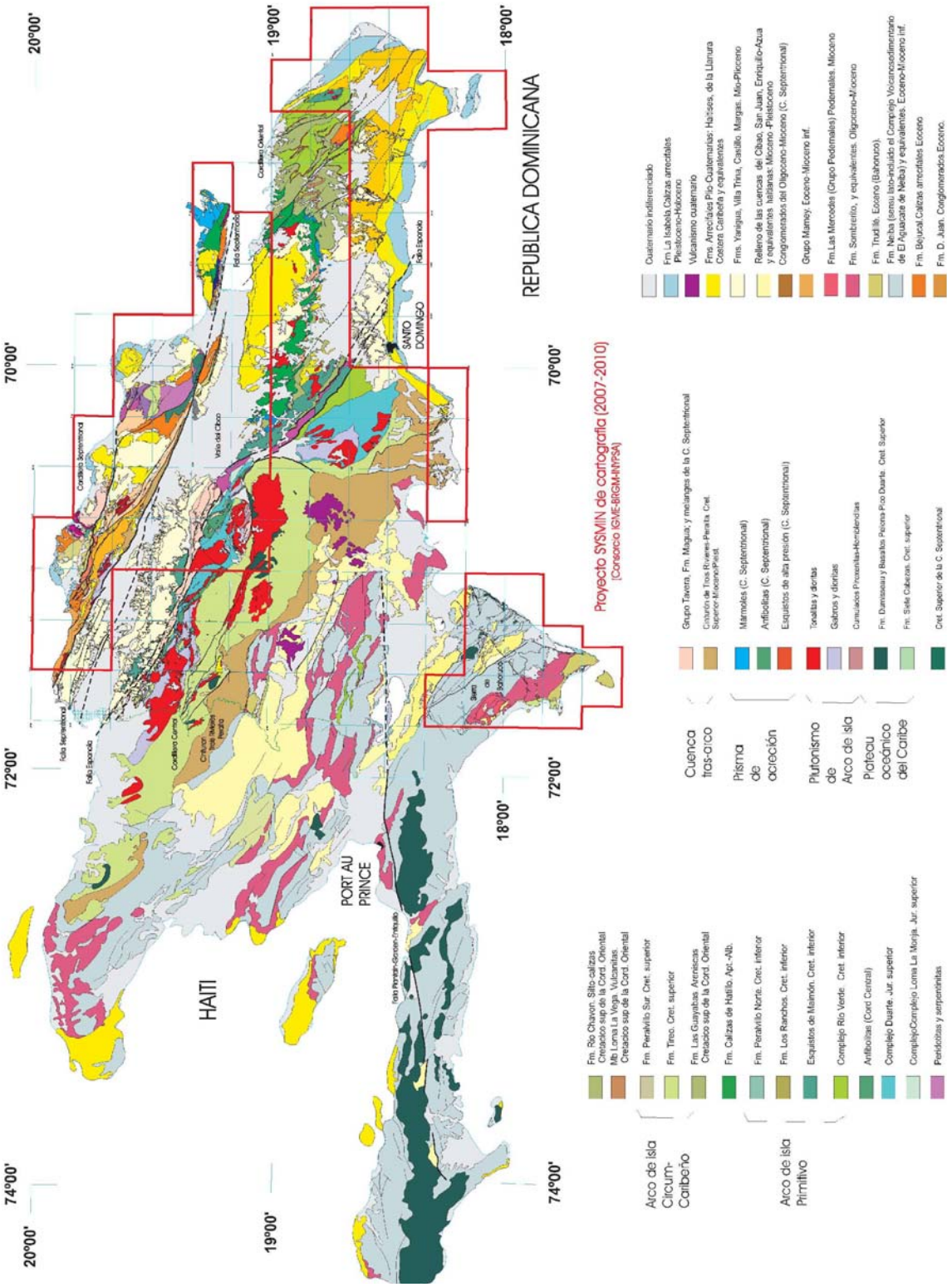


Figura 1.7. Mapa Geológico simplificado de La Española, según Lewis y Draprer (1990), actualizado con datos del Programa SYSMIN (1999,2002 y 2004. En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMI II

- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomanense Superior-Turoniense) y continuación de la subducción dando lugar a la formación del Arco de Islas del Caribe, representado por el Grupo Tireo (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turoniense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtiense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Iniciación de la colisión arco-continente, formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior, así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989, 1994).

- Eoceno Medio-Superior. Continúa la colisión del arco de islas con la plataforma de las Bahamas, exhumación de las rocas de alta P (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Joyce, 1991; Gonçalves *et al.*, 2000) y cese de la actividad magmática relacionada con la subducción. Desplazamiento a lo largo de la Falla de la Española provocando la aproximación de las parte traseras del arco a las partes frontales.

- Oligoceno-Mioceno Inferior. Movimientos en dirección en la zona de colisión y en el interior del arco. Fallas de desgarre y cuencas sedimentarias asociadas (Mann *et al.*, 2002; Hernáiz Huerta *et al.*, 2007).

- Mioceno Superior-Actualidad. En continuidad con la etapa anterior. Generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la subducción, situada al Sur de la Isla (Mann *et al.*, 2002). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

1.4 Antecedentes

Este sector ocupa la región más suroriental de la Cordillera Septentrional, y corresponde básicamente a una elevación dentro de la Cuenca del Cibao y al Sur de la Falla Septentrional. Esta elevación ha producido la exhumación de materiales que muestran una estratigrafía diferente al resto de la Cordillera Septentrional. Clásicamente se ha denominado indistintamente San Francisco Push-up o Elevación de San Francisco, desde los primeros trabajos en la región (Blesch, 1966; Rodríguez-Torres et al., 1985). Los estudios tectónicos y estratigráficos más importantes corresponden a los realizados por Guglielmo (1986), Guglielmo y Winslow (1988), Nadai (1987), Nadai y Winslow (1988) y Winslow et al. (1991).

Desde el punto de vista de la estratigrafía de este dominio, se han ido proponiendo diferentes esquemas litoestratigráficos, algunos de los cuales, los propios autores han ido modificando, siendo actualmente difícil la obtención de un esquema u organización concreta que realmente funcione para toda la Elevación de San Francisco.

Desde el punto de vista tectónico, la Elevación de San Francisco se interpreta como un medio pop-up (flor tectónica) formado en un contexto de transpresión en relación con la Falla Septentrional. Este es afectado por un doble sistema de fallas: fallas de desgarre con dirección paralela a la Falla Septentrional, y fallas normales de dirección sub-perpendicular que cortan las estructuras y que le confieren una morfología característica en “pan francès”.

Las observaciones de los trabajos de Winslow et al. (1991) han sido tenidos en cuenta en la realización de la hoja de síntesis a escala de 1/150 000 publicada por “The Geological Society of America” en el marco del “Special Paper 262” (Lebrón y Mann, 1991). Los estudios temáticos en esta zona se centran en la investigación del carbón y de la turba (Douglas-Robertson and Associates Inc, 1981).

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Pimentel se encuentran dos conjuntos de materiales claramente diferenciados. Por un lado, en la parte norte, se localiza un conjunto de rocas metamórficas y plutónicas encuadrado dentro del denominado Complejo de Río San Juan (ej. Draper y Nagle, 1991) (Fig. 2.1). En la parte central de la hoja, separado del conjunto anterior por la zona de Falla Septentrional se encuentra un conjunto de materiales sedimentarios terciarios que básicamente afloran y forman parte del San Francisco Ridge (Fig 2.1).

Desde el punto de vista de la estratigrafía de los materiales que se encuentran en el San Francisco Ridge, autores previos han propuesto diferentes esquemas litoestratigráficos para los materiales sedimentarios del Terciario en el San Francisco Ridge (Nadai, 1987; Nadai y Winslow, 1988; Guglielmo y Winslow, 1988). En el avance del conocimiento, estos propios autores han ido modificando o actualizando la configuración estratigráfica de las diferentes unidades hasta obtener un último esquema litoestratigráfico (Winslow et al., 1991) a partir del cual no se han realizado más estudios estratigráficos en el área del San Francisco Ridge hasta el presente proyecto. Esta evolución de la estratigrafía se ha sintetizado en la Figura 2.2, donde se puede observar que incluso para los mismos autores ha sido difícil la obtención de un esquema u organización concreta que realmente funcione en el Ridge de San Francisco.

Con los datos obtenidos en el presente proyecto se propone un nuevo esquema litoestratigráfico (Fig. 2.3) para los materiales sedimentarios terciarios que componen el Ridge de San Francisco, con las siguientes características: 1) reutilización de las unidades definidas anteriormente cuando ha sido comprobada su validez estratigráfica, 2) redefinición de algunas unidades litoestratigráficas anteriores, aunque se ha precisado su definición, límites y posición estratigráfica, y 3) inclusión de unidades de nueva definición para unidades litoestratigráficas no descritas o mal definidas (Figura 2.2). De esta manera, seguidamente se discute cada una de las unidades utilizadas en el presente esquema con las anteriores propuestas.

- Fm La Toca: Esta unidad, bien desarrollada en la Cordillera Septentrional al noreste del Ridge de San Francisco, es la primera vez que se describe en el SFR. Anteriormente ha pasado desapercibida debido a que posee características sedimentarias similares a otras unidades, y solamente un estudio detallado

acompañado de dataciones ha hecho posible distinguir los materiales de la Fm. La Toca.

- Fm El Firme: Esta unidad fue primeramente definida por Nadai (1987), quien la situó estratigráficamente por debajo de todas las unidades que conforman el SFR, con una edad tentativa de Mioceno inferior. Esta misma posición y edad similar aparece en los trabajos de Nadai y Winslow (1988) y Guglielmo y Winslow (1988). En el trabajo posterior del equipo, sin embargo los mismos autores consideran que estos conglomerados pertenecen a la Fm La Candela y los sitúan en el Plioceno, discordantes sobre las demás unidades (Winslow et al., 1991). En este proyecto se ha comprobado que tanto por su posición estratigráfica, por debajo de las series miocenas, como por la edad de Mioceno inferior obtenida, equivale a la Fm El Firme definida en el trabajo original de Nadai (1987).

- Unidad de La Jagüita: Es una unidad de nueva definición. Corresponde a una alternancia de areniscas laminadas, carbonosas, con niveles de conglomerados y lutitas grises, que anteriormente han sido incluidos en la Fm Arroyón. La cartografía de esta unidad, así como su edad (Mioceno medio), indican que se sitúa estratigráficamente por encima de la Fm El Firme, con un tramo de calizas bioclásticas en la transición (calizas de la Angostura), y por debajo de las calizas margosas blancas de la Fm Cuesta Blanca. Es posible que materiales similares, incluidos por Guglielmo y Winslow (1988) en la Fm Nagua, en el Río Nagua, pertenezcan a esta unidad, pero debido a la mala definición original se ha preferido definir una nueva unidad.

- Fm Cuesta Blanca: La definición original de esta unidad corresponde a Guglielmo y Winslow (1988), para definir unos materiales formados por margocalizas claras de edad Mioceno medio, aunque estos autores la hacen equivalente a las calizas de Cinta Negra, que como veremos, corresponden a la Fm. Los Haitises. Winslow et al. (1991) sin embargo, la hacen equivalente a las calizas de Macorís, y le dan una edad más moderna, situándola por encima y como equivalente lateral de la Fm Castillo. Se mantiene su definición litoestratigráfica y se sitúa por encima de la Unidad de La Jagüita y por debajo de la unidad de Arroyón-Los Cafés, con una edad ligeramente más joven que la original: Mioceno medio-superior.

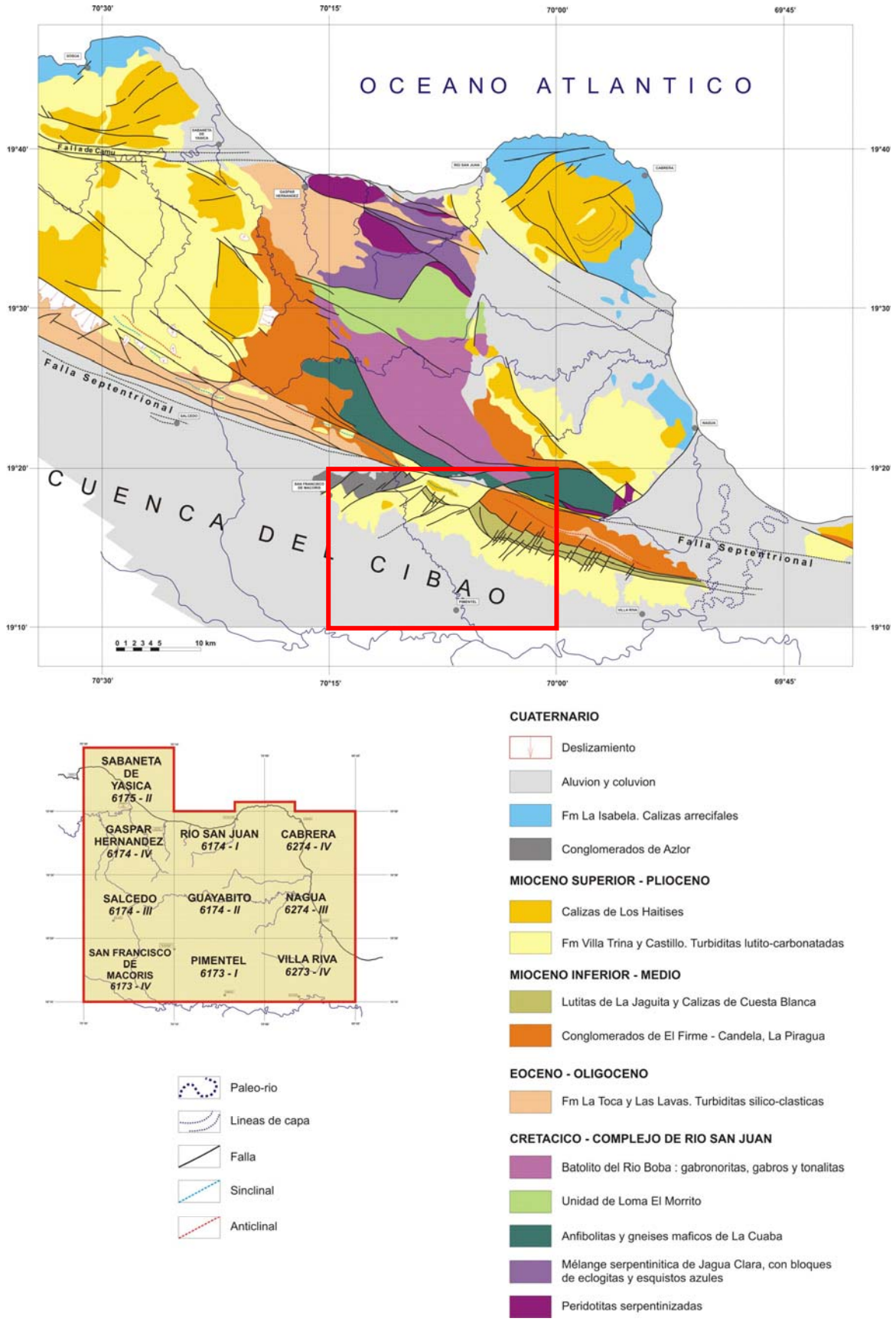


Figura 2.1. Situación geológica de la Hoja de Pimentel en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

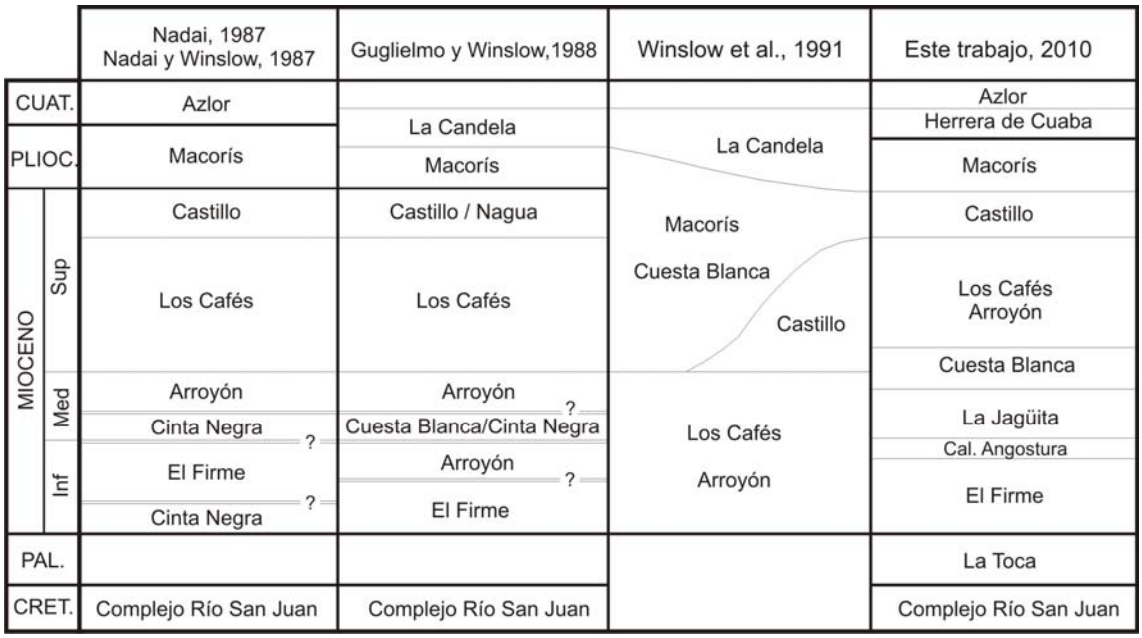


Figura 2.2. Cuadro resumen de la nomenclatura estratigráfica de los materiales sedimentarios que constituyen el San Francisco Ridge, con la propuesta de este trabajo.

- Ud. Arroyón-Los Cafés: Esta unidad está formada por la unión de las unidades de Arroyón y Los Cafés, definidas originalmente por Nadai (1987) para definir unos materiales de afinidad turbidítica de edad Mioceno medio-superior. Winslow et al. (1991) ya unen ambas formaciones, pero al eliminar la Fm El Firme le atribuyen una edad más baja. En este proyecto también se ha preferido agrupar ambas formaciones debido a la dificultad para separarlas en la cartografía, puesto que se trata de materiales similares. Su definición en el Arroyo El Arroyón (Hoja de Pimentel) no deja lugar a dudas de que se trata de una unidad situada entre la Fm Cuesta Blanca y la Fm Castillo, así como su edad (Mioceno superior), y así diferenciarla de los materiales de facies similares que componen la Unidad de la Jagüita, anteriormente incluidos en la Fm Arroyón.

- Fm Castillo: Unidad definida originalmente por Nadai (1987). Es la unidad que menos dudas presenta desde el punto de vista litoestratigráfico. En este proyecto se mantiene su definición y posición original, también seguida por Guglielmo y Winslow (1988). No obstante, estos últimos autores definen la Fm Nagua como una formación de areniscas y lutitas que sitúan en posición equivalente a la Fm Castillo, pero con pocos argumentos. En este proyecto se ha visto que los materiales que estos autores definen como Fm Nagua podrían equivaler a los incluídos en la Ud. de la Jagüita. Por otra parte, Winslow et al. (1991) consideran la Fm Castillo como un equivalente lateral de las calizas de Macorís/Cuesta Blanca a pesar de no contar con muchos criterios.

- Fm Macorís: Unidad definida originalmente por Nadai (1987) y seguida por Guglielmo y Winslow (1988) como una unidad de calizas arrecifales situada encima de la Fm Castillo. Tampoco plantea muchas dudas en cuanto a su posición y edad relativa. Se ha mantenido en este caso la definición y posición en el Plioceno. La única cuestión relativa a esta unidad es su consideración de equivalente a la Fm Cuesta Blanca por parte de Winslow et al. (1991), pero igualmente, con pobres argumentos. Se considera equivalente en parte de las Fms Villa Trina y Haitises, mejor desarrolladas en otros sectores de la Cordillera Septentrional.
- Ud. Herrera de Cuaba: Es una unidad de nueva definición que ha pasado desapercibida a todos los autores. Se sitúa por encima de la Fm Macorís y corresponde a un conjunto de arenas y lutitas verdes, con fauna de aguas salobres y palustres que ha justificado su definición y diferenciación cartográfica. Está situada por debajo de los conglomerados de la Fm Azlor.

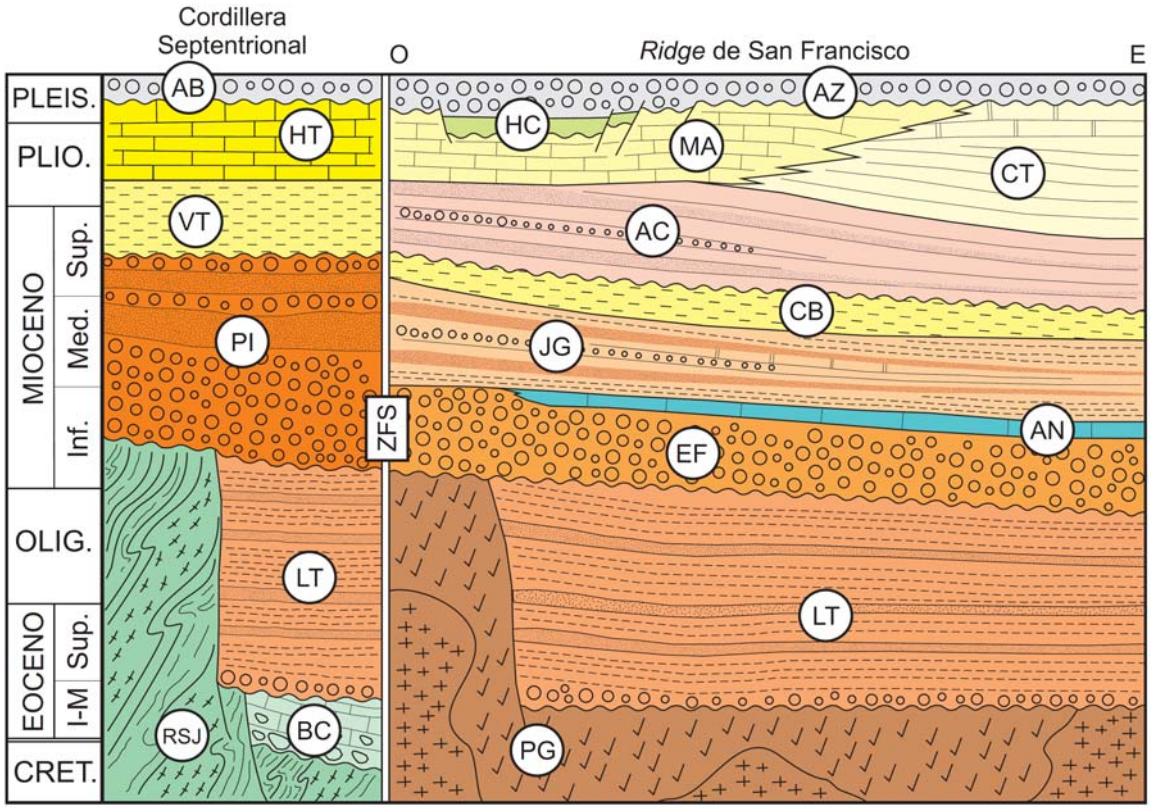


Figura 2.3. Esquema litoestratigráfico y relación de unidades estratigráficas en el *Ridge* de San Francisco y su correlación con las unidades de la Cordillera Septentrional. ZFS: Zona de Falla Septentrional. RSJ: Complejo de Río San Juan. PG: Complejo de Pedro García. BC: Brechas Carbonatadas. LT: Fm. La Toca. EF: Fm. El Firme. AN: Calizas de la Angostura. JG: Un. de la Jagüita. CB: Fm. Cuesta Blanca. AC: Un. de Arroyón-Los Cafés. CT: Fm. Castillo. MA: Fm. Macorís. HC: Un. Herrera de Cuaba. AZ: Fm. Azlor. PI: Fm. Piragua. VT: Fm. Villa Trina. HT: Fm. Los Haitises. AB: Abanicos aluviales.

- Fm Azlor: Original de Nadai (1987), es una de las unidades que más dudas ha planteado a lo largo de los trabajos en el SFR. En el trabajo original se plantea como una unidad formada por conglomerados de origen aluvial y situada en el Cuaternario. Posteriormente, Guglielmo y Winslow (1988) definen la Fm La Candela también como conglomerados del Plioceno, y no utilizan el término de Fm Azlor. Winslow et al. (1991) mantienen el nombre de Fm La Candela para los conglomerados superiores (Plioceno-Cuaternario), y además, incluyen en esta unidad los conglomerados de la Fm El Firme. En este trabajo se ha visto, 1) que en la región donde se definió la Fm. La Candela (Hoja de Villa Riva) se encuentran los conglomerados del Mioceno inferior incluidos en la Fm El Firme, y por tanto no son los del Plioceno, 2) que los conglomerados de la Fm Azlor son diferentes textural y composicionalmente y situados en una posición estratigráfica muy superior (Plioceno-Cuaternario), por lo que se ha decidido redefinir la Fm Azlor para agrupar estos materiales, desechando el término de Fm La Candela por crear mucha confusión.

2.1 Cretácico

2.1.1 El Complejo de Río San Juan

El Complejo de Río San Juan está limitado estructuralmente al norte por la prolongación oriental de la Zona de Falla de Camú y al sur por la Zona de Falla Septentrional (Fig. 2.1). El conjunto del Complejo de Río San Juan está deformado por un sistema de fallas inversas y de desgarre siniestro, relacionadas con el movimiento durante el Neógeno de grandes zonas de falla. El Complejo de Río San Juan está principalmente compuesto, en su área meridional, por la Unidad de La Cuaba y el Batolito del Río Boba (Draper y Nagle, 1991).

La Unidad de La Cuaba forma una banda de dirección general NO-SE, limitada al norte por el contacto intrusivo del batolito del Río Boba y al sur por la Zona de Falla Septentrional, siendo recubiertas en los extremos NO y SE por los Conglomerados de La Piragua de edad Mioceno Inferior-Medio. Abbott et al. (2007) establecen recientemente tres unidades en la Unidad de La Cuaba, que de oeste a este son: (1) esquistos y gneises de grano fino con hornblenda, (2) gneises con hornblenda, retrogradados desde eclogitas, y (3) metadioritas con granate de grano grueso. La asociación mineral en todas las tres unidades es hornblenda, plagioclasa (andesina), cuarzo y rutilo, con o sin granate, biotita y epidota. Draper y Naggle (1991) proponen un protolito máfico de origen cortical oceánico (basaltos, diabasas o gabros). Según

estos autores, la segunda unidad es retrógrada desde la facies eclogítica e incluye rocas ultramáficas con granate de ultra-alta-P, algunas con asociaciones minerales poco comunes, como la coexistencia natural de granate+espinela+corindón. En base a estudios petrológicos detallados, Abbott et al. (2005, 2006, 2007) proponen que toda la Unidad de La Cuaba constituye un terreno de ultra-alta-P.

Según Eberle et al. (1980) y Draper y Nagle (1991), el Batolito del Río Boba constituye un complejo plutónico constituido por cumulados duníticos y peridotíticos, melanogabros, gabros bandeados y dioritas. Los cumulados ultramáficos son volumétricamente minoritarios, siendo los melanogabros de grano grueso a medio la litología predominante. El Batolito del Río Boba está afectado por una intensa meteorización en bolos, que puede llegar a ser de varias decenas de metros de espesor, aunque usualmente es de una decena de metros. La alteración superficial da lugar al intenso desarrollo de un suelo rojo laterítico, en el que se destacan restos de los gabros como bloques redondeados de tamaños centimétricos a decimétricos. Draper y Nagle (1991), describen un contacto intrusivo del Batolito del Río Boba con la Unidad de La Cuaba en su borde meridional y un contacto tectónico por falla de desgarre con los Esquistos de Puerca Gorda en su borde septentrional. Para estos autores, estas relaciones indican que los gabros del Batolito del Río Boba representan el magmatismo del arco-isla Caribeño en el sector del antearco, cuyo basamento estaría constituido por la Unidad de La Cuaba. El conjunto fue yuxtapuesto tectónicamente con el sector septentrional del Complejo de Río San Juan antes del Paleoceno, aunque el mecanismo mediante el cual tuvo lugar este proceso resulta para estos autores desconocido.

2.1.1.1 Peridotitas serpentinizadas (1).

Esta unidad está formada por dos cuerpos de peridotitas bastante tectonizadas y con un grado de serpentinización variable. Son cuerpos alargados en sentido noroeste-sureste, paralelos a las direcciones principales de la Falla Septentrional. Uno de ellos se encuentra en la propia traza de la Falla Septentrional, en la población de Los Bracitos, y constituye una franja de peritotidas muy deformadas, brechificadas de una longitud superior a los 3 kilómetros y una anchura máxima de unos 300 metros. Este afloramiento se encuentra actualmente en explotación para áridos, por lo que cuenta con diversas canteras donde se pueden observar muy bien las características de la unidad. Frecuentemente este cuerpo aparece muy brechificado, con fragmentos de peridotitas más frescas dentro de un “enrejado” serpentinítico. El otro afloramiento se

encuentra en Los Guayuyos, aunque debido a la profunda meteorización se observa muy mal y solamente ha podido ser trazado en cartografía a partir de unas cuantas muestras de peridotitas frescas en el seno de una matriz arcillosa rojiza que corresponde a la roca muy alterada. Al microscopio las peridotitas se encuentran afectadas por procesos de deformación dúctil y serpentinización, formando serpentinitas foliadas, o deformació más frágil, formando serpentinitas cataclastizadas, en este último caso debido a que se encuentran ligadas a grandes zonas de fractura. El suelo que se desarrolla sobre estas zonas presenta un característico color pardo.

2.1.1.2 Anfibolitas y anfibolitas con granate. Gneises máficos (2).

Esta unidad corresponde básicamente a la Unidad de la Cuaba, que según los nuevos datos cartográficos de las Hojas de Guayabito, Pimentel y Villa Riva, han permitido establecer varias subunidades estructurales que ordenadas provisionalmente, desde los niveles estructurales altos a los bajos, son: (1) anfibolitas y esquistos máficos de grano fino con hornblenda y en ocasiones epidota; (2) anfibolitas y metagabros de grano medio-grueso con frecuentes segregaciones leucocráticas concordantes; (3) anfibolitas, metagabros y metadioritas con granate; (4) metacumulados ultramáficos, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate; (5) metagabros y anfibolitas con granate frecuentemente estromáticos; y (6) peridotitas serpentinizadas de El Helechal y serpentinitas con antigorita. Entre las unidades (1) y (2) aparecen también lentejones de serpentinitas.

En la Hoja de Pimentel se han descrito rocas pertenecientes a las unidades (2) y (3), aunque también pueden aparecer rocas incluídas en alguna de las otras subunidades. Desde el punto de vista cartográfico esta unidad compone la mayoría del Macizo de Río San Juan en la Hoja de Pimentel y es la unidad que está en contacto con la Falla Septentrional que la separa del SFR. Los afloramientos de esta unidad están por lo general muy alterados, mostrando alteritas de gran espesor en la mayor parte de la región, y solamente se pueden encontrar cortes frescos dentro de los ríos y arroyos, aunque no sin dificultad.

2.1.1.3 Gabros de grano grueso, bandeados o foliados (3).

Corresponden en general a la Unidad del Batolito del Río Boba, que constituye un complejo plutónico/metaplutónico, constituido esencialmente por tres series o

conjuntos ígneos que han sido diferenciados en la cartografía de las Hojas de Guayabito, Pimentel y Villa Riva?: (1) Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; (2) Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Matel; y (3) Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá. Estas series forman un potente apilamiento de lacolitos imbricados, variablemente deformados en condiciones de la facies granulítica de media/baja-P y anfibolítica. El primer conjunto está constituido por cumulados ultramáficos de alternancias a escala centimétrica-métrica de dunitas, wherlitas y websteritas, y gabronoritas, gabros olivínicos y gabros hornbléndicos de grano grueso, tanto modalmente bandeados (cumulados) como foliados y coroníticos (metagabronoritas y metagabros). El segundo conjunto está formado por gabronoritas, gabros y dioritas con óxidos Fe-Ti de grano fino, magnéticas, y generalmente melanocráticas, tanto bandeadas como foliadas (metagabronoritas y metagabros). El tercer conjunto es intrusivo en los dos anteriores y está compuesto por cuarzo-gabros y dioritas de grano medio con hornblenda, junto con tonalitas, trondhjemitas y cuarzo-dioritas con hornblenda foliadas (sin-Sp).

En la Hoja de Pimentel se encuentran también diversos afloramientos de esta unidad, aunque en general se presentan muy alterados, y aunque esporádicamente entre la alteración se pueden encontrar afloramientos frescos, solamente se han podido muestrear in situ en el corte del Arroyo El Chinguelo, cerca del límite con la Hoja de Guayabito.

2.2 Paleógeno

2.2.1 Eoceno Inferior-Mioceno Inferior

En los trabajos anteriores realizados en el Ridge de San Francisco o en la Cordillera Septentrional en el área de la Hoja de Pimentel, no han sido descritos materiales de edad Paleógeno. A lo largo de este trabajo, sin embargo, se ha visto que existen varias unidades que se encuentran situadas por encima de las rocas ígneas y metarmórficas del Complejo de Río San Juan y por debajo de materiales neógenos, que por posición estratigráfica debían de corresponder a unidades del Paleógeno. Algunos de estos materiales han suministrado fauna de edad Eoceno, corroborando por tanto su posición estratigráfica.

Dentro de este grupo de unidades se pueden describir dos unidades bien diferenciadas. Por un lado, existen materiales de naturaleza brechoide, muy deformados o incluso con un metamorfismo de bajo grado, compuestos por brechas

muy polimícticas y heterométricas de clastos del Complejo de Río San Juan, que contienen en diversos sectores, material sedimentario, bien en forma de clastos o bien formando parte de la matriz de estas brechas. Este grupo de rocas ocupa una posición similar a la Fm Imbert, definida para sectores más occidentales de la Cordillera Septentrional, en el área de Puerto Plata, aunque la ausencia de las facies típicas de la Fm Imbert no permiten incluirlos dentro de esta formación. La segunda de las unidades está compuesta por rocas netamente sedimentarias, formadas por una alternancia de areniscas laminadas y lutitas, que por sus facies y edad pueden encuadrarse perfectamente dentro de la Fm La Toca, bien definida en las regiones cercanas de Salcedo hasta Gaspar Hernández, y por primera vez definida dentro de las unidades que componen el Ridge de San Francisco.

2.2.1.1 Brecha calcárea y calizas tableadas (4). Eoceno inferior-medio?. P_2^{1-2}

Esta unidad es la primera vez que se distingue en la región, aunque existen materiales parecidos en las Hojas de Guayabito y Río San Juan, y está formada por un conjunto de brechas de clastos procedentes de las rocas ígneas y metamórficas del Complejo de Río San Juan, embebidos en una matriz carbonatada, que en ocasiones puede formar verdaderas calizas blancas, muy cementadas. En algunos puntos se han llegado a reconocer incluso restos fósiles de corales, muy recristalizados y con signos de deformación. Los clastos son muy heterométricos, algunos con tamaños cercanos al metro, y generalmente muy angulosos. Dominan los de composición peridotítica, aunque también existen distintos tipos de anfibolitas, gabros o cuarzodioritas y en definitiva, cualquiera de los tipos de rocas existentes en el Complejo de Río San Juan.

Existe un buen corte de esta unidad, siguiendo el Arroyo Chingüelo, aguas arriba de su desembocadura en el Río Boba, desde la población de Chingüelo. Después de atraversar diversas unidades muy tectonizadas junto con fragmentos del Complejo de Río San Juan, debido a la actuación de la Falla Septentrional, aparecen unos materiales compuestos por brechas organizadas en niveles decimétricos que intercalan pasadas de calizas tableadas, muy detríticas. Estos materiales corresponden al techo de la unidad. Hacia el muro, siguiendo el Arroyo Chingüelo, empiezan a aparecer brechas de tamaño de clasto mayor, donde se han podido reconocer niveles de calizas blancas, con fauna marina muy alterada y recristalizada (corales), Hacia la base los clastos son de tamaño mayor y la cementación también es mayor hasta el punto que parece una roca puramente metamórfica. Sin embargo, todo este conjunto presenta una estratificación bien visible y patente, y aunque el contacto basal no llega a observarse de manera nítida, las relaciones cartográficas y algunas

observaciones puntuales permiten interpretar que esta unidad se encuentra discordante sobre el Complejo de Río San Juan. Por otra parte, el contacto superior corresponde a un contacto mecánico importante con rocas también del Complejo de Río San Juan, por lo que se desconocen las unidades que existen por encima.

En un punto de esta unidad, se ha estudiado una muestra que presenta un cierto grado de metamorfismo (9046AC), prueba de que es una unidad que ha sufrido una cierta historia deformacional. Desde el punto de vista petrográfico la roca es un mármol calcítico, de tonos blanco-grisáceos claros, de grano fino-medio, con una característica fábrica plano-linear, Sp-Lp, penetrativa, que proviene de un metasedimento carbonatado muy puro, con escasas hiladas muy finas de impurezas terrígenas finas y opacos, posiblemente en los interestratos originales o estratificación S0. El metamorfismo se ha producido probablemente en facies de esquistos verdes.

Aunque no se tienen datos sobre la edad de la unidad, su posición discordante sobre el Complejo de Río San Juan, y sus características estratigráficas permiten correlacionar esta unidad con la Fm Imbert, que muestra litologías y facies similares en la región de Gaspar Hernández, aunque sin desarrollar las facies más típicas de la Formación. Por esta razón se atribuye una edad de Eoceno inf? a esta unidad.

2.2.1.2 Fm La Toca (5). Areniscas, lutitas y conglomerados. Eoceno Medio-Oligoceno. P_2^3-P_3

En la parte oriental de la Cordillera Septentrional y al sur del Complejo de Río San Juan, la Fm La Toca está constituida por turbiditas siliciclásticas donde las asociaciones de facies han sido descritas por Dolan et al. (1991) y Draper y Nagle (1991). Esta formación está compuesta por sucesiones que comprenden conglomerados, areniscas y limolitas laminadas. La matriz de la arenisca es carbonatada, con algunos niveles que son verdaderas calizas detríticas generadas por microfauna del Eoceno Superior. La presencia de fragmentos de serpentinita en las areniscas es una de las características que permite distinguirla de las otras formaciones turbidíticas de edad Eoceno-Oligoceno de la Cordillera Septentrional.

En el Ridge de San Francisco (SFR) la Formación La Toca no ha sido descrita hasta ahora, y sus materiales han sido incluidos en diferentes unidades estratigráficas de afinidad turbidítica. Sin embargo, la cartografía realizada en la región, así como las dataciones efectuadas han permitido la diferenciación de la Fm La Toca en este sector.

En la Hoja de Pimentel apenas aflora esta unidad, mucho mejor desarrollada en la vecina Hoja de Villa Riva, donde se encuentra extensamente representada en el eje del SFR, constituyendo los materiales más antiguos del SFR, por lo que solamente se puede hablar de un solo afloramiento de esta unidad en la Hoja, que constituye la terminación occidental del mismo anticlinal desarrollado en la Hoja de Villa Riva, situado al norte de Cuesta Blanca, en el extremo oriental de la Hoja de Pimentel.

El afloramiento que se encuentra en la Hoja de Pimentel presenta un alto grado de alteración y es de difícil acceso, pero aún así, se reconoce la unidad por contrastar fuertemente con los conglomerados y arenas de la unidad superior. Por otro lado, las dataciones efectuadas en la Hoja de Villa Riva, con fauna del Eoceno superior, no ofrecen dudas sobre la asignación de estos materiales a la Fm La Toca.

2.3 Neógeno

Dentro del Neógeno se pueden diferenciar dos etapas sedimentarias que a grandes rasgos corresponden con diferentes estilos en la sedimentación en toda la Cordillera Septentrional. Por un lado, en el Mioceno inferior y medio se depositan rocas fundamentalmente detríticas y mayoritariamente conglomeráticas, con esporádicos episodios de sedimentación carbonatada efímera (plataformas) y unidades de composición detrítica más fina, mientras que para el Mioceno superior y el Plioceno, la sedimentación es eminentemente carbonatada.

2.3.1 Mioceno Inferior-Medio

2.3.1.1 Fm Conglomerados de El Firme (6). Conglomerados, areniscas, arenas y lutitas (a). Mioceno Inferior. N_1^1

Como se ha discutido en el apartado introductorio de la estratigrafía (epígrafe 2), esta unidad ha sido una de las unidades más controvertidas en el desarrollo de la estratigrafía de la Elevación de San Francisco. Desde el punto de vista litológico corresponde a una sucesión de conglomerados masivos, con niveles de arenas silíceas poco cementadas que hacia techo intercalan tramos de lutitas grises y areniscas laminadas, que llegan a tener un espesor de unos pocos cientos de metros.

Esta unidad se sitúa de forma discordante sobre la Fm La Toca (5), bien visible en la Hoja de Villa Riva, puesto que fosiliza parte de las deformaciones que se observan en

la formación infrayacente. En la Hoja de Pimentel no se ve tan claramente puesto que no existen afloramientos de la Fm La Toca.

La Fm. El Firme aflora en el sector más elevado del SFR y ocupa una franja alargada en sentido NO-SE, coincidiendo con el núcleo de la estructura que forma el SFR. La mayor parte de los afloramientos de esta unidad presentan un muy alto grado de alteración, debido probablemente a la alteración de sus clastos, fundamentalmente de naturaleza plutónica y metamórfica. De esta manera, la unidad se reconoce en muchos casos por la presencia de niveles métricos de alteritas formadas por arcillas rojas con restos de clastos más o menos alterados. Existen buenos afloramientos en los ríos y arroyos y en alguna cantera realizada para la extracción de áridos. En particular, una buena sección de esta unidad se puede observar en la región de las Berenjenas, al sureste de El Firme, donde hay una magnífica exposición siguiendo la Cañada Mojada hacia su desembocadura en el Río Maguá. A lo largo de esta sección se pueden observar las diferentes facies que se han reconocido en la unidad, que se muestran en estado fresco, con muy poca alteración.

Los tramos de conglomerados corresponden a niveles decimétricos a métricos, matriz-soportados, con una gran cantidad de matriz arenosa a microconglomerática y con hileras de cantos entre material areniscoso. Los cantos son bastante heterométricos, con valores de unos decímetros como máximo y con un alto grado de redondeamiento. La naturaleza de los cantos es mayoritaria de material procedente de complejos volcánicos y plutónicos de difícil atribución, puesto que no se llegan a encontrar aflorando en la región. Este aspecto es de suma importacia para obtener información sobre el área fuente, y ya fue puesto de manifiesto por autores anteriores (Guglielmo y Winslow, 1988). A partir de la comparación de los cantos volcánicos con los complejos volcánicos existentes en la Cordillera Septentrional, parece que guardan relación con los materiales pertenecientes al Complejo de Pedro García, a pesar de encontrarse ciertamente alejados de esta área (Hoja de San Francisco Arriba). Por otro lado, paradójicamente no se encuentran rocas pertenecientes al Complejo de Río San Juan, actualmente juxtapuesto a esta unidad en la Cordillera Septentrional.

Junto con los niveles de conglomerados, existen sectores donde existen potentes bancos de arenas, medias-gruesas, poco cementadas, que se alteran con mucha facilidad, con cantos dispersos, y hacia la parte alta de la unidad se pueden encontrar intercalaciones de limolitas y areniscas laminadas (a) que se interdigitan con las facies

de conglomerados y arenas, como las encontradas en las proximidades de Las Berenjenas.

A partir de las características de los conglomerados, parecen corresponder a sistemas conglomeráticos deltaicos, depositados en ambientes marinos someros, como evidencia la aparición de fauna marina de ambientes restringidos, someros, en niveles cm lutíticos entre los paquetes conglomeráticos. Sin embargo, no se han observado estructuras de ordenación interna, y solamente se observa una débil estratificación. No existe imbricación y la fábrica mayoritaria es matriz-soportada. Esto puede indicar que se han depositado como consecuencia de flujos muy densos, (*high density flows),* en un frente deltaico cargado de sedimento, alimentados en última instancia por sistemas fluviales. Probablemente, el transporte de sedimentos a la cuenca somera adyacente a los relieves creados, se produce a través de grandes avenidas (*flood-dominated fluvio-deltaic systems, sensu* Mutti et al., 2000, 2003).

Esta unidad se ha muestreado intensamente para obtener una edad bioestratigráfica, aunque se han obtenido pocos datos debido a la dificultad de encontrar fauna bien conservada y representativa. Solamente se han podido encontrar la siguiente asociación en una muestra recogida en el intervalo superior de lutitas y areniscas (a): *Orbulina? universa* d'ORBIGNY*, Amphistegina sp., Gyroidina sp., Eponides sp., Asterigerina sp., Nodosaria sp.,* junto con restos de gasterópodos, pedacitos de radiolas de equínidos, de coralarios y de lamelibranquios, de poco valor bioestratigráfico. Esta asociación solamente nos puede indicar la presencia de un Mioceno Medio en función de la clasificación de la probable Orbulina. Sin embargo, la datación de las unidades suprayacentes, así como su posición discordante sobre la Fm La Toca, y la datación también de estos materiales en la Hoja de Villa Riva, pemiten atribuir una edad de Mioceno inferior a esta formación.

2.3.1.2 Calizas de la Angostura (nov. nom.) (7). Calizas con macroforaminíferos. Mioceno inferior-medio. N_1^{1-2}

Esta unidad es la primera vez que se describe y se ha diferenciado en la cartografía por ser suficientemente continua y característica. Constituye un tramo eminentemente calcáreo situado a techo de la Fm El Firme, en contacto concordante y gradual con ésta. Su espesor no supera en ningún caso los 200 metros y muestra una variabilidad de facies entre calcarenitas bioclasticas y calizas masivas con un importante contenido en clastos volcánicos.

Existen diversos buenos afloramientos en la Hoja de Pimentel, aunque igual que otras unidades, muestran evidentes signos de alteración y en ocasiones los afloramientos son muy parciales y en general con malas condiciones. Esta unidad puede observarse al norte de Cuesta Blanca, en el extremo oriental de la Hoja, donde presenta unas facies de calcarenitas con macroforaminíferos bentónicos (*Lepidocyclina*) que son muy distintivas y permiten diferenciar esta unidad entre materiales detríticos. El mejor corte de esta unidad se encuentra al sur de Las Berenjenas, en el paraje conocido como La Angostura, que se sitúa en la desembocadura de la Cañada Mojada y el Rio Maguá, donde la verticalización de la estructura ha creado un estrecho cañón desarrollado en las propias calizas. En este afloramiento se puede observar un corte completo de esta unidad, que comienzan con calizas bioclásticas con frecuentes cantos de rocas volcánicas, directamente sobre los últimos niveles de la Fm El Firme, al que sigue un tramo de calizas masivas, con fauna somera. Por último, a techo y en contacto gradual con la unidad suprayacente se encuentra un tramo de calizas y calcarenitas, con gran abundancia de macroforaminíferos bentónicos que dan paso a las arenas bioclásticas de la base de la unidad superior (Unidad de La Jagüita (8)).

Al microscopio las calizas son biomicruditas (packstone-wackestone), en parte recristalizadas, con algunos huecos y poros, y muy escaso cuarzo, indicativo de que han sido depositadas en plataformas someras con energía moderada, desarrolladas sobre los sistemas deltaicos y marinos anteriores, probablemente en un momento favorable para la creación de pequeñas plataformas carbonatadas efímeras, dada su poca potencia y su continuidad lateral.

Desde el punto de vista paleontológico contienen abundantes restos fósiles: lamelibranquios, equinodermos, algas (corallinaceas entre otras), briozoos? y diversas especies de macroforaminíferos bentónicos con valor bioestratigráfico: *Lepidocyclina sp., Amphistegina sp., Sphaerogypsina sp., Operculina sp.* y Miogypsinidos, que pueden indicar una edad Oligoceno-Mioceno inferior. Con estos datos y los obtenidos de la unidad suprayacente se le asigna una edad de Mioceno inferior a esta unidad, sin descartar el Mioceno Medio.

2.3.1.3 Unidad de la Jagüita (nov. nom.) (8). Lutitas, areniscas carbonosas, niveles de megabrechas calcáreas con olistolitos. Mioceno Inferior. N_1^2

Esta unidad corresponde a una unidad de nueva definición, puesto que en los trabajos anteriores ha formado parte de otras unidades mal definidas o con límites difusos (ver epígrafe 2, Fig. 2.2).

Esta unidad engloba un conjunto de lutitas oscuras, areniscas carbonosas laminadas, con niveles de conglomerados que en ocasiones constituyen auténticos niveles de megabrechas cementadas por carbonato que incluyen clastos calcáreos de tamaños métricos (olistolitos). Anteriormente los materiales lutíticos y areniscosos se han atribuido a la Fm El Arroyón, debido a su similitud, pero su cartografía, su posición estratigráfica y el hecho de contener diversos tipos de facies exclusivos han justificado su separación y la definición de una nueva unidad para englobar estos materiales.

La unidad se sitúa gradualmente sobre las calizas de la Angostura y por debajo de la Fm Cuesta Blanca (9). La unidad tiene un espersor de unos 400 metros y comienza con un tramo métrico de arenas bioclásticas, que constituyen la contaminación detrítica del sistema carbonatado anterior y que pasan rápidamente a una alternancia rítmica de lutitas grises con areniscas laminadas que muestran frecuentes restos vegetales. Los niveles de areniscas tienen espesores generalmente centimétricos, y rara vez llegan a superar los 50 cms. Algunos muestran secuencias de Bouma, comenzando con laminación paralela de alta energía, a lo que siguen laminaciones cruzadas, en ocasiones deformadas (laminación convoluta), y a techo laminación paralela de bajo régimen de flujo, donde se concentran restos vegetales carbonizados. Existe un tramo cartográficamente separado (a) constituido por unos niveles que constituyen megacapas, comenzando generalmente con un tramo métrico de brechas de cantos blandos, con elementos de plataformas carbonatadas muy caóticos, embebidos en una matriz lutítica y donde se han reconocido diversos olistolitos de calizas de plataforma. Por encima de este tramo se encuentran niveles de calcirruditas con laminación paralela que pasan hacia calcarenitas con laminación cruzada, mostrando en conjunto una megasecuencia positiva, de disminución de tamaño de grano y de energía.

La unidad aflora fundamentalmente en el flanco sur del SFR, reconociéndose muy bien y mostrando una disposición cartográfica alargada en sentido NO-SE, acorde con la estructura del SFR. El mejor afloramiento se encuentra a lo largo del Río Maguá, donde se puede seguir la unidad desde la base hasta el techo, atravesando incluso el tramo de brechas calcáreas (a). A lo largo del Río Maguá, en el tramo de La Jagüita,

se observan prácticamente todas las facies descritas para esta unidad y puede considerarse como el corte tipo para esta unidad de nueva definición.

Existe otra franja de materiales a lo largo del Río Nagua que se han atribuido a esta unidad, aunque con la diferencia de que en este sector se observa la existencia de niveles conglomeráticos de espesores decimétricos, apenas observados en el corte tipo en La Jagüita. Este hecho hizo dudar en primera instancia de que correspondiera a la misma unidad, sin embargo, la similitud en las facies y sobre todo, la presencia de microfauna de la misma edad, han determinado finalmente incluirlos en esta unidad.

Las características sedimentarias permiten interpretar la instalación de una cuenca hemipelágica sobre la plataforma somera de La Agostura, con aportes detríticos en forma de corrientes de turbidez o incluso, en el área del Río Nagua, más cercano a la Cordillera Septentrional, de partes distales de sistemas deltaicos. El registro de megacapas como eventos con inclusión de sedimentos depositados en plataformas someras, indica un período de cierta inestabilidad probablemente debido a fenómenos tectónicos regionales, puesto que estas megacapas se encuentran constreñidas en un sector concreto y en una posición estratigráfica singular.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, algunas muestras han dado resultados positivos, con la siguiente asociación: *Orbulina universa* d'ORB., *Sphaeroidinellopsis sp., Globigerinoides sp., Lenticulina sp., Anomalina sp., Globigerina sp.,* que podría indicar el Mioceno medio, edad muy coherente con la posición estratigráfica de la unidad.

2.3.1.4 Fm Cuesta Blanca (9). Margas blancas y calcarenitas. Mioceno Medio. N_1^3

Esta unidad constituye una de las formaciones guía en la estratigrafía del Ridge de San Francisco y es una de las unidades que menos han variado desde su definición (ver epígrafe 2, Fig. 2.2). Está constituida por un conjunto de margocalizas blancas muy características, con niveles de margas y calcarenitas subordinadas, que no superan los 200 m de espesor. El aspecto o la característica más peculiar de esta formación es la existencia de un diaclasado muy penetrativo a escala de afloramiento, que en ocasiones constituye una auténtica foliación (esquistosidad), rasgo muy distintivo de la formación.

Existen buenos afloramientos de la unidad, sobre todo en la carretera de acceso a Cuesta Blanca, y en los cortes que realizan los diversos arroyos y caminos que atraviesan el flanco sur del SFR. La morfología es particular, caracterizándose por una sucesión de colinas encajadas, perfectamente alineadas y bien visibles por fotografía aérea e imágenes de satélite. Los contactos de muro de esta unidad son mayoritariamente tectónicos, y se corresponden con accidentes paralelos a la Falla Septentrional, aunque en algunos casos se ha podido comprobar que el inferior es transicional con la unidad suprayacente, mientras que el superior es ligeramente discordante.

En el campo se caracteriza por constituir una serie homogénea y rítmica de capas decimétricas a métricas de margas compactas blancas, de tacto harinoso, separadas por bancos decimétricos de margas blancas a gris verdosas con nódulos, muy ricas en foraminíferos planctónicos, visibles en muestra de mano con la lupa. La presencia de algunas capas lenticulares de calcarenitas ricas en artejos de crinoides es común. Éstos son generalmente de color amarillo anaranjado que contrasta con el color dominantemente blanco de esta unidad.

Todas estas características indican que el depósito de esta formación tuvo lugar en una cuenca hemipelágica o en la parte más distal de una plataforma externa, con esporádicos aportes de las plataformas más internas, pero con el dominio de la sedimentación hemipelágica que forma potentes bancos de margas muy ricos en foraminíferos planctónicos.

El levigado de las margas ha librado gran cantidad de fauna. Se ha encontrado la siguiente asociación: *Orbulina universa* d'ORBIGNY, *Globorotalia af. fohsi lobata* BERMUDEZ, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR y COLLINS), *Globorotalia gr. scitula* (BRADY), *Orbulina suturalis* (BRONNIMANN), *Orbulina bilobata* (d'ORB.), *Globigerina sp., Cibicides sp., Eponides sp.,, Anomalina sp., Cassidulinoides sp.,* que indican indudablemente una edad Mioceno Medio.

2.3.1.5 Fm La Piragua (14). Conglomerados y arenas. Mioceno Medio-Sup. N_1^{2-3}

Esta formación se encuentra muy bien desarrollada al norte de la Falla Septentrional y de modo discontinuo en una franja periférica al substrato ígneo o metamórfico del Complejo de Río San Juan. Se trata de depósitos detríticos continentales donde

dominan los colores rojos y amarillo anaranjado. Las capas limoso-conglomeráticas se intercalan con lentejones de pizarras foliadas de color rojo a morado. Los fragmentos son angulares a sub-angulares, de 3-15 cm de diámetro, con mala granoclasificación debida al escaso transporte. Se trata de fragmentos del zócalo provenientes del Complejo de Río San Juan. Están mal cementados por una matriz argilitico-areniscosa rica en fragmentos pelíticos líticos y de micas muy alterada.

Esta unidad ha sido interpretada como resultado del depósito rápido de productos de la disgregación con alteración química, de formaciones ígneas cercanas, después de un transporte a escasa distancia por ríos más o menos torrenciales. Se estima un espesor de 100-150 m, aunque el contacto con las formaciones margosas suprayacentes está sistemáticamente borrado por coladas de dichas formaciones.

En la Hoja de Pimentel solamente existen dos afloramientos, uno en las cercanías del Río Nagua, en el extremo oriental de la Hoja, y el otro, en el extremo norte, en un lugar de muy difícil acceso, ambos de muy difícil acceso por lo que solamente se ha podido constatar la presencia de la unidad, mucho mejor desarrollada en las hojas vecinas (Villa Riva y Guayabito). Por comparación con facies similares reconocidas en las Hojas contiguas, se le atribuye una edad Mioceno inferior – medio.

2.3.2 Mioceno Superior-Plioceno

2.3.2.1. Unidad de Arroyón-Los Cafés (10). Lutitas, areniscas y margas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N_1^3-N_2^1

Esta unidad cartográfica también ha sido motivo de controversia durante los estudios estratigráficos previos llevados a cabo en el Ridge de San Francisco, de tal manera que los materiales que la componen han sido asignados a diferentes unidades y posiciones estratigráficas (ver epígrafe 2, Fig. 2.2).

En primer lugar, hay que decir que el nombre de Arroyón proviene del Arroyo El Arroyón, aunque en la SFR existen dos arroyos con este nombre. Uno de ellos está situado en la Hoja de Pimentel al noreste de Rincón Hondo, mientras que el otro está en el extremo oriental de la Hoja de Villa Riva, al norte de La Joya. No queda claro en el trabajo de Nadai (1987) a cual de ellos se refiere. Por otra parte, Los Cafés en la Hoja de Pimentel, en este caso unos kilómetros al noreste de Castillo. En los primeros estudios llevados a cabo en esta región, Nadai (1987) distinguió dos formaciones, que

denominó Formación Arroyón y Formación Los Cafés, en ese orden estratigráfico y con un contacto gradual entre ambas. Winslow et al. (1991) en el trabajo de síntesis agrupan estas dos unidades, aunque las sitúan en una posición estratigráfica inferior.

Para evitar la confusión que suponía la distinción previa de las unidades de Arroyón y Los Cafés (Nadai, 1987), se ha optado por unificar ambas formaciones para formar la Unidad de Arroyón-Los Cafés, y situarla estratigráficamente por encima de la Formación Cuesta Blanca (9). A pesar de haber intentado seguir la definición original, ha resultado imposible distiguir las dos unidades originales de Nadai (1987), en parte porque en ellas se habían incluído los materiales muy heterogéneos, actualmente pertenecientes a la Fm. Cuesta Blanca y a la Unidad de La Jagüita, y en parte porque las diferencias en el campo son prácticamente inapreciables, pudiendo constituir una única unidad a efectos de cartografía.

De esta manera, esta unidad se encuentra por encima de la Fm Cuesta Blanca (9), normalmente mediante un contacto mecánico, aunque en los lugares donde se observa sin presencia de acccidentes tectónicos, parece responder a una ligera discordancia, reforzada a partir de la observación de estilos diferentes de deformación respecto a la Fm Cuesta Blanca, que presenta un grado mayor de deformación. Su espesor es variable, pero de orden de pocos cientos de metros. Se reconoce por constituir una alternancia rítmica de limolitas y areniscas, en bancos centimétricos, con pequeñas intercalaciones muy esporádicas de areniscas calcáreas. En ocasiones se pueden encontrar tramos potentes de lutitas grises con frecuentes restos vegetales. Generalmente estos materiales tienen poco contenido en carbonato, lo cual los distingue muy bien de las unidades suprayacentes mucho más carbonatadas. La unidad presenta un marcado cambio de facies en sentido NO-SE, encontrándose facies más proximales en la región noroeste, donde a su vez presenta mayor potencia. En las cercanías de Patao se pueden reconocer niveles potentes de areniscas, característicamente deleznables, que intercalan incluso pequeños niveles de conglomerados redondeados, mientras de en el sector sureste predominan las facies más finas, con delgados niveles de areniscas laminadas que muestran secuencias granodecrecientes.

Existen buenos cortes de esta unidad en la región de Juana Díaz Arriba, preferentemente en los arroyos, donde la alteración les ha afectado menos y se pueden observan cortes frescos. También a lo largo del Río Maguá y en el Arroyo Maney se pueden realizar muy buenas observaciones de las facies de esta unidad. En

la parte occidental, en el Arroyo Patao y en el Río Cuaba se encuentran bien desarrolladas las facies de esta unidad. Por último, en el sector oriental de San Francisco de Macorís también se ha reconocido esta unidad debido a su marcado carácter detrítico, frente a las unidades más carbonatadas situadas por encima.

El medio de depósito de la unidad parece responder a un sistema marino desarrollado en un época de poca actividad carbonática, probablemente ligada a la actividad de sistemas de depósito relacionados con la entrada de sedimentación detrítica en la plataforma carbonatada.

La edad de la unidad ha podido ser determinada por la datación precisa de la base de la unidad suprayacente en la región de Juana Díaz Arriba, donde cerca del contacto con la Fm Castillo (13) se ha encontrado la siguiente fauna: *Orbulina* universa d'Orb., Globorotalia menardii (d'Orb.), *Globoquadrina altispira (*Cushman y Jarvis), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager), *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* Blow, Globigerinoides conglobaus (Brady), *Globigerinoides obliquuss* Bolli, *Globigerina bulloides d'Orb.,* que junto con especies banales de foraminíferos bentónicos, dan una edad de Mioceno Superior. Por tanto, la unidad de Arroyón-Los Cafés tiene una edad Mioceno Superior.

2.3.2.2. Fm Castillo (13). Margas, lutitas y areniscas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N_2^{1-2}

Esta unidad, definida originalmente por Nadai (1987) ha sido de las mas consistentes y que menos ha variado desde su definición. Constituye una asociación de margas muy ricas en foraminíferos planctónicos con intervalos de areniscas laminadas, con estructuras de muro y delgados niveles de calcarenitas. Esta unidad es fácilmente reconocible por su alteración hacia materiales de tonos claros o amarillentos, que constrastan con los tonos más oscuros que desarrolla la Unidad de Arroyón-Los Cafés.

En la Hoja de Pimentel solo se escuentra representado el término inferior de la formación, que se encuentra mejor y más completamente desarrollada hacia la zona de Villa Riva y Arenoso, donde termina con un tramo calcarenítico y coronado por niveles de calizas periarrecifales. Existen muy buenos afloramientos en el Río Maguá, en el sector de Rincón Hondo, donde además se puede observar en contacto con la

unidad inferior, que es gradual y concordante. Otro corte excepcional de la formación es el que se observa en el Río Brazo Chiquito y el Río Nigua, al norte de Castillo, donde se pueden ver los distintos tipos de facies presentes en la unidad.

En las secciones levantadas se han observado diversas facies de la unidad, aunque guardan un estrecho parecido entre ellas. Las columnas levantadas en el oeste del Ridge, pertenecientes a la Hoja de Pimentel, muestran una alternancia de areniscas y lutitas, amarillas, con contenido fósil planctónico en las lutitas (algo margosas) y restos de bivalvos y gasterópodos en las areniscas, que son de tipo turbidítico, con abundantes marcas de muro (*flute* y *groove* cast) de dirección N120ºE. Los niveles son centimétricos, en relación arena/lutita 2/1, dando un aspecto rítmico característico. Por en contrariio, las columnas levantadas en las inmediaciones de Arenoso, en la parte suroriental del ridge (Hoja de Villa Riva), muestran las facies estratigráficamente más altas de la unidad, que corresponden a una alternancia de limos calcáreos y calcarenitas turbidíticas laminadas, pero con niveles cm a dm en las calcarenitas, más potentes y con fauna más próximal hacia el techo de la unidad. Se han localizado algunas geometrías en *toplap* de paquetes calcareníticos sobre los niveles limosos, superficies que indicarían la progradación hacia cuenca de los sistemas calcareníticos. En el techo de la unidad, las paleocorrientes medidas siguen teniendo una orientación N120ºE.

Esta unidad se interpreta como la progradación de una plataforma externa sobre una cuenca turbidítica, en sentido noroeste-sureste (aproximadamente hacia N120ºE). En conjunto, la Fm Castillo muestra una megasecuencia de somerización a techo, consecuencia de la progradación acompañada de una estabilización o ligera bajada del nivel del mar. Además, esto se puede corroborar observando las geometrías en *toplap*, que indicarían la progradación y avance hacia cuenca de los sistemas calcareníticos. Los niveles areniscosos inferiores son claramente turbidíticos y muestran el cortejo de estructuras sedimentarias típicas que forman la *secuencia de Bouma*, mientras que hacia arriba y hacia el sureste, empiezan a aparecen niveles calcareníticos laminados con abundante fauna somera retrabajada que podrían corresponder incluso a acumulaciones tempestítas en una plataforma media a externa, donde se ya se puede notar una cierta influencia de medios someros.

Desde el punto de vista bioestratigráfico la abundancia de fauna planctónica ha permitido obtener buenas asociaciones fósiles, que permiten datar la unidad como Mioceno Superior-Plioceno Inferior. Un ejemplo es la asociación siguiente (9044AC):

Orbulina universa d'Orbigny, *Orbulina bilobata* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinoides* af. *conglobatus* (Brady), *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli y Bermúdez, *Globigerinoides obliquus* Bolli, *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerina ex grege bulloides* d'Orb., *Globorotalia gr. menardii* (d'Orb.).

2.3.2.3. Fm Macorís (11). Lutitas carbonosas con niveles de corales. Plioceno Inferior. N_2^1

Esta unidad cartográfica corresponde al primer miembro de la Formación Macorís (Nadai, 1987), aunque anteriormente no se ha definido como tal y se incluía en otras unidades. Se sitúa en contacto gradual con la unidad de Arroyón-Los Cafés, y se distingue muy bien por la aparición de niveles con fauna somera y acumulación de corales dentro de las facies lutíticas y arenosas de la unidad de Arroyón-Los Cafés. Estos niveles de acumulación en ocasiones forman calcarenitas, y cuando aparecen, marcan la base de la unidad. Por encima, el desarrollo más masivo de elementos arrecifales y para-arrecifales, indicaría ya el miembro superior de la Fm. Macorís (12).

Sus afloramientos son reducidos así como su área cartográfica. Tiene un espesor de decenas de metros, y se observa muy bien en el sector de Laguneta y en la subida por el camino desde La Mesa. El resto de afloramientos se encuentran en el sector nororiental de la ciudad de San Francisco de Macorís, donde en ocasiones, las obras para la realización de construcciones permiten observar buenos cortes. En este sector, las facies son similares a las que presenta la Formación Castillo, aunque la presencia de los niveles con corales, y su posición muy alejada del resto de la formación hacen difícil su atribución, y ha sido preferible incluirlos dentro de esta unidad, también por la cercanía de las facies bioconstruidas en la propia ciudad de San Francisco de Macorís.

El medio sedimentario de esta unidad es acorde con la sedimentación en una plataforma no demasiado externa anexa a pequeños edificios coralinos, pero todavía con participación de sistemas detríticos. Los restos fósiles de organismos plantónicos son escasos, lo que concuerda con la interpretación sedimentaria. En una muestra se ha encontrado la siguiente asociación: *Globigerina sp., Globigerinoides sp., Orbulina universa* d'Orb., *Amphistegina lessonii* (d'Orb.), *Gyroidinoides sp., Elphidium macellum* (Fichtel y Moll), *Anomaliinoides sp., Cribroelphidium sp., Cibicides sp., Uvigerina sp.,*

que dan una edad comprendida entre el Mioceno medio y el Pleistoceno, aunque por su posición estratigráfica esta unidad debe de situarse en el Plioceno inferior.

2.3.2.4. Fm Macorís (12). Calizas arrecifales y bioclásticas. Plioceno Inferior-Sup. N_2^{1-2}

Esta unidad corresponde a la unidad originalmente definida por Nadai (1987) para incluir las calizas arrecifales que afloran en las partes altas de la ciudad de San Francisco de Macorís. Se encuentra concordante sobre la unidad inferior (11) y el límite con ella es la aparición de grandes bancos de calizas muy ricas en corales y otros organismos de ambientes marinos someros (bivalvos y gasterópodos). Tiene un espesor de pocas decenas de metros y constituye pequeñas elevaciones planas visibles en las partes altas de San Francisco de Macorís y en la región de la Laguneta, al norte de La Mesa. Los afloramientos de calidad son relativamente reducidos y también se encuentran frecuentemente muy alterados por la meteorización. El mejor lugar para ver las características de la unidad se encuentra en el *Play* de la Laguneta, que probablemente corresponda a una antigua cantera de áridos que ha dejado el frente bien visible. En este sector se pueden observar las facies bioconstruidas de corales,pero sin llegar a constituir un arrecife como tal, sino más bien como pequeños parches arrecifales que junto con el sedimento carbonatado y otros organismos, crea un aspecto muy oqueroso en la roca. En ocasiones forman niveles estratiformes con gran cantidad de restos fósiles rotos y desmembrados.

El medio sedimentario es sin duda marino somero, con la instalación de frecuentes colonias de corales y probablemente sometidas a la acción de una fuerte energía. Esta unidad se puede correlacionar con la Fm Los Haitises, aunque se ha separado de ella por mantener la denominación original y por constituir un tipo de facies peculiar, no observada en la Fm Los Haitises.

La edad, por posición estratigráfica, debe de corresponder al Plioceno en sentido amplio.

2.3.2.5. Fm Villa Trina (15). Margas y calcarenitas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N_1^3-N_2^1

La Fm Villa Trina es una de las unidades más características de la Cordillera Septentrional. Definida en el área de Salcedo (región de José Contreras), está compuesta por una sucesión de margas grises, amarillentas en alteración, ricas en

foraminíferos planctónicos, que intercalan niveles cm a dm de calcarenitas bioclásticas con esporádicos parches de coral. Se dispone discordante sobre todas las unidades de la Cordillera Septentrional y pasa hacia arriba gradualmente a la Fm Los Haitises, debido a la somerización e instalación de plataformas carbonatadas sobre la cuenca hemipelágica que representa la Fm Villa Trina.

En la Hoja de Pimentel esta unidad también se reconoce, en parte porque viene aflorando de manera continua por todo el sector meridional de la Cordillera Septentrional, pero también porque muestra unas características muy distintivas y reconocibles. Está constituida por una sucesión de margas amarillentas, masivas, con niveles de calcarenitas laminadas, con fauna bentónica retrabajada, pero las malas condiciones de afloramiento no permiten hacer mayores observaciones detalladas.

Debido a su naturaleza margosa, los afloramientos son generalmente de muy mala calidad, muy alterados, aunque se ha podido reconocer bien por ejemplo, en los taludes de la carretera de Cuevas a Los Bracitos, que constituye la prolongación de los afloramientos presentes en la Hoja de Salcedo. Otro lugar donde se ha cartografiado esta unidad ha sido en Los Espinos, donde existen buenos afloramientos en el Río Cuevas, aunque con un cierto grado de deformación. Por último, los materiales de esta unidad afloran en los flancos del sinclinal de Ramonal Arriba, y se pueden observar bien al norte de Damajagual, en la carretera de Patao y en la carretera de La Bajada a Los Bracitos, a la altura de Río Arriba.

El medio de sedimentación de esta unidad corresponde a partes muy alejadas de plataformas carbonatadas o cuencas hemipelágicas, como se deduce del contenido fósil abundante en fauna planctónica, con esporádicas intercalaciones de niveles producidos por turbiditas o tempestitas.

La edad de la unidad es Mioceno Superior-Plioceno Inferior, en función de varias asociaciones fósiles de foraminíferos planctónicos. En concreto, la muestra 9005AC tiene la siguiente asociación: *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Hastigerina af. siphonifera* (d'Orb.), *Gloigerinoides trilobus* (Reuss), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager*), Sphaeroidinellopsis subdehiscens* Blow, *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globigerinoides obliquus* Bolli, *Globorotalia gr. merotumida-plesiotumida* Banner y Blow, *Globorotalia menardii* (d'Orb.), *Globigerina sp.*

2.3.2.6. Fm Los Haitises (16). Calizas bioclásticas con corales. Plioceno Superior-Pleistoceno. N_2^1-Q_1

Bajo el nombre de esta unidad se han cartografiado una serie de calizas, de aspecto masivo, que afloran fundamentalmente en la parte norte de la Hoja. La Fm Los Haitises se encuentra ampliamente desarrollada en las cordilleras Oriental y Septentrional, y forma un conjunto de calizas, calizas margosas y bioclásticas que se sitúan por encima y en cambio lateral de la Fm Cevicos en la Cordillera Oriental y por encima de la Fm Villa Trina en la Cordillera Septentrional. Constituye una unidad fácilmente reconocible debido tanto a su posición estratigráfica, como a sus facies de calizas masivas, en ocasiones con abundantes fragmentos de corales.

En la Hoja de Pimentel se encuentra en dos contextos diferentes. Por un lado aflora en el núcleo del sinclinal suave de Ramonal Arriba, donde se pueden observar en la propia carretera y en la región de Dichoso, debido a la existencia de algunas canteras de áridos. En general, los afloramientos frescos son difíciles de encontrar y no permiten obtener datos sobre la estratigrafía y evolución de la unidad, aunque la presencia de grandes bloques desprendidos sí permite observar las facies de las calizas, generalmente packstone a grainstone bioclásticos, con abundancia de corales y algas y con una fuerte recristalización. El otro contexto en que aparece es formando parte de láminas alargadas en sentido NO-SE, limitadas por fallas, en la Zona de Falla Septentrional a lo largo del Río Nagua. La unidad aparece con un aspecto masivo, tectonizada en los bordes y con unas facies ligeramente diferentes a las observadas en el sector de Ramonal. En particular, existen facies de calizas oscuras, generalmente más bioconstruidas, con niveles estratiformes formados por la acumulación de *Acropora cervicornis,* bien visibles en la franja de la unidad que aflora en Los Guayuyos. El aspecto de la unidad en este contexto es peculiar, distinguiéndose bloques o láminas de calizas de color marrón oscuro o gris durante varios kilómetros en el sentido de la Falla Septentrional, características que han suscitado dudas en cuanto a la atribución de estas calizas a la Fm Los Haitises. De hecho, en los trabajos de Nadai y Winslow (1988) y Guglielmo y Winslow (1988) se definen las calizas de Cinta Negra precisamente para aludir o agrupar estas facies. Sin embargo, en estos trabajos la sitúan en el Mioceno medio, que no corresponde con la edad que realmente tienen, y por otro lado, introducir un nuevo término podría crear más confusión.

No se han obtenido datos sobre la edad, por lo que por datos regionales y por situarse por encima de la Fm Villa Trina, se le atribuye una edad Plioceno Superior, sin descartar la base del Pleistoceno.

2.3.2.7. Unidad de Herrera de Cuaba (nov. nom.) (17). Lutitas verdes y areniscas con nódulos de limonita. Plioceno Superior. N_2^2

Es una unidad cartográfica de nueva definición que incluye una serie de lutitas verdosas con intercalaciones de areniscas que no había sido distinguida anteriormente. Se encuentra fundamentalmente representada en la esquina noroeste de la Hoja, entre Herrera de Cuaba y El Mango.

No se ha podido observar su base en ningún sector por lo que se desconoce la naturaleza del contacto inferior de la unidad. Por el contrario, hacia la parte alta de la unidad, aparecen los conglomerados de Azlor de manera muy rápida, pero sin llegar a constituir un contacto discordante. El espesor es de unas decenas de metros, a lo sumo un centenar. La serie está dominada por tramos de lutitas poco compactas, de coloración verde intensa, que albergan de manera característica nódulos de limonita de tamaños centimétricos, con niveles dm a métricos de areniscas poco cementadas, que muestran una tenue laminación junto con restos de gasterópodos. En ocasiones se observan niveles cm discontinuos de limolitas de tonos claros.

Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en el Río Cuevas, justo a su paso por Herrera de Cuaba, localidad de donde toma el nombre la unidad. En este afloramiento se puede observar muy bien además de las facies características de la unidad, el contacto con los conglomerados de la Fm Azlor, que se situa justo por encima de los niveles de areniscas, con un contacto concordante pero ligeramente erosivo. Fuera de los ríos es muy difícil identificar esta unidad debido a que se altera mucho y está muy cultivada, como por ejemplo en la carretera de Herrera de Cuaba a El Mango, donde se ha identificado por la presencia de los nódulos de limonita, un criterio válido para reconocer la unidad. En la esquina noroeste de la Hoja también han sido identificados los materiales de esta unidad, mucho peor desarrollados pero con entidad cartográfica suficiente. En otros puntos de la hoja tambié se han reconocido esta unidad, sobre todo por debajo de los conglomerados de Azlor en las distintas canteras donde han llegado a la parte inferior de los conglomerados, pero por su pequeña escala no se han podido cartografiar.

El medio sedimentario que se interpreta para esta unidad es, a partir de las facies y la fauna encontrada propia de un sistema continental, concretamente se trata de una llanura aluvial con medios muy restringidos con aportes fluviales muy distales o poco energéticos. Esta unidad constituye la primera unidad que se desarrolla fuera de ámbitos marinos y representa una continentalización respecto a las unidades infrayacentes.

A pesar de su muestreo no se han obtenido datos sobre su edad, por no contener fauna marina. Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Plioceno Superior-Pleistoceno inferior.

2.4 Cuaternario

2.4.1 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial.

2.4.1.1. Fm Conglomerados de Azlor (18). Conglomerados y arenas. Pleistoceno. Q_{1-3}

Esta unidad ya fue previamente definida por Nadai (1987), en las cercanías de la localidad de Azlor, unos kilómetros al este de San Francisco de Macorís, en la Hoja de Pimentel. Debido a su naturaleza conglomerática, también ha sido objeto de controversia en la evolución estratigráfica del San Francisco Ridge (ver epígrafe 2. Fig. 2.2). Sin embargo, la cartografía y las observaciones realizadas en el presente proyecto permiten asignar esta unidad al Pleistoceno.

Se encuentra desarrollada en todo el sector occidental del SFR, hasta las cercanías de la ciudad de San Francisco de Macorís. Está formada por una sucesión de unas decenas de metros de potencia de conglomerados, redondeados, de cantos procedentes del Complejo de Río San Juan, con niveles de arenas con estratificación cruzada. El contacto basal se observa en diversos afloramientos de la Hoja, por ejemplo, en Arroyo Sucio y en el Río Cuevas, en las cercanías de Herrera de Cuaba, y corresponde a un contacto erosivo, aunque concordante con la Unidad de Herrera de Cuaba. En otros sectores parecen disponerse discordantes sobre materiales de la Unidad Arroyón-Los Cafés o la Fm Macorís, aunque las condiciones de afloramiento en algunos sectores no permiten mayor definición en la interpretación de los contactos.

En el extremo noroeste de la Hoja de Pimentel se han podido realizar observaciones sedimentológicas sobre esta unidad, debido a la existencia de canteras de áridos para su exploración. La base de la sección está formada por arenas micáceas y

conglomerados con estratificación cruzada de bajo ángulo y en surco, de pequeña y media escala. Estas facies contienen grandes troncos de árboles y altos porcentajes de restos carbonosos. Se han observado intercaladas entre las facies más gruesas niveles lenticulares de arenas más finas, con laminación horizontal e inclinada. Hacia techo estos depósitos son cortados de forma oblicua y sucesivamente por niveles de arenas microconglomeráticas y gravas laminadas, en ocasiones conglomerados, con restos de troncos, que conforman un tramo de 8 m con estratificación inclinada paralela de gran escala. Este tramo experimenta una disminución rápida de tamaño de grano hacia techo hasta llegar a formar un nivel de 3 metros de arenas fangosas, con restos vegetales, muy masivo. En la parte alta de la sección vuelve a dominar los conglomerados y arenas rojas, con estratificación cruzada en surco y morfologías canaliformes.

Para Nadai y Winslow (1988) la importancia del Conglomerado de Azlor radica en que registra la retirada definitiva del mar y la continentalización de la Cuenca del Cibao, ya que representa la instalación de un sistema de canales fluviales sobre los materiales marinos del *ridge* de San Francisco. En base a los datos recopilados y la amplia extensión cartográfica de esta unidad, las características de sus depósitos indican condiciones de sedimentación subaérea, en ambientes de llanura aluvial o fluvial, surcada por multitud de canales trenzados, con desarrollo lateral o en zonas intercanal de llanuras de inundación arenosas vegetadas. Las facies conglomeráticas y arenosas gruesas representan relleno complejo de canales, con alta capacidad de transporte, sobre todo mediante flujos tractivos. Se han descrito depósitos residuales de canal (*lag*) y formas asimilables a la migración de de barras longitudinales o dunas de cresta sinuosa. En etapas de menor régimen de flujo se produciría el depósito de las facies de arenas más finas, dentro de las zonas más deprimidas del canal. La construcción de macroformas con estratificación inclinada resulta difícil de interpretar en ambientes de llanura aluvial o fluvial.

Por su posición estratigráfica, se atribuye a esta unidad una edad Pleistoceno, aunque no se ha podido datar directamente.

2.4.1.2. Abanicos aluviales: bloques, gravas y arenas (19 y 21). Pleistoceno-Holoceno.$Q_{1\text{-}3}$, Q_4

Se encuentran constituidos por materiales arrastrados en un curso torrencial, riera o barranco intermitente, con una distribución granulométrica decreciente desde el ápice

hasta la base. En la Hoja de Pimentel se encuentran en dos contextos diferentes. En primer lugar, se localizan al pie de la Cordillera Septentrional enlazando con los sistemas de terrazas del Río Nagua, en el sector de Boba y también se encuentran en la esquina noroeste de la Hoja, donde provienen de sistemas desarrollados en la Hoja de Guayabito, también relacionados con el relieve de la Cordillera Septentrional. El otro contexto de formación de estos abanicos es enlazando el relieve del San Francisco Ridge con la llanura de inundación del Río Yuna (valle del Cibao).

En ambos casos, la morfología y características de los depósitos son netamente diferentes. Por un lado, los abanicos ligados a la Cordillera Septentrional son abanicos relativamente pequeños, desarrollados en sectores con poca apertura del relieve y con áreas de drenaje reducidas, por lo que se crean pequeños cuerpos, hectométricos, bien desarrollados, con un tamaño de grano medio de clastos decimétricos y en ocasiones con flujos de derrubios bien preservados. Por el contrario, los abanicos desarrollados en el valle del Cibao se pueden considerar abanicos de baja pendiente, puesto que tienen amplitudes kilométricas y pendientes muy suaves. Los depósitos son mayormente de tamaño de grano centimétrico.

En cuanto a la edad, los abanicos situados en la Cordillera Septentrional han tenido una actividad reciente, como lo demuestra el hecho de encontrarse depósitos de flujos de derrubios congelados a la altura de la terraza inferior del Río Nagua, mientras que los abanicos de baja pendiente situados en el valle del Cibao no tienen actividad actual debido al fuerte encajamiento de la red fluvial, y a efectos de evolución del relieve se comportan en la actualidad como superficies sometidas a una regularización de pendiente.

2.4.1.3. Terrazas. Gravas, arenas y limos (25). Holoceno. Q_4

Se trata de materiales no consolidados formados mayoritariamente por gravas con una menor proporción de arenas y limos que se encuentran desarrollados a una cierta altura del cauce del Río Nagua, siendo este río el único sistema fluvial de la Hoja de Pimentel que desarrolla este sistema de terrazas, que debido a la escasa altura sobre el cauce actual pueden considerarse bajas. Aún siendo bajas, no corresponde a una terraza inundable (terraza inundable), al menos en condiciones de crecida normal, si bien no se descarte su inundación en crecidas excepcionales debidas a la actuación de algún ciclón. Su edad es Holoceno.

2.4.1.4. Llanura de inundación (23). Arenas, lutitas y gravas. Holoceno. Q_4

Estos materiales se localizan fundamentalmente en todo el borde sur de la Hoja. Corresponden a los materiales, eminentemente arenosos, con lutitas y algunos lentejones de gravas subordinados, de la llanura de inundación del Río Yuna. El límite con los abanicos de baja pendiente es sumamente arbitrario, y en ocasiones se ha trazado siguiendo la información facilitada por las personas del lugar al indicar las zonas inundadas por el Río Yuna en los ciclones Noel y Olga (2008). Su edad es Holoceno.

2.4.1.5. Fondo de valle (34). Gravas, bloques, arenas y lutitas. Holoceno. Q_4

Son materiales fundamentalmente de tamaño de grano grueso, de tipo gravas, con bloques esporádicos y zonas con arenas y lutitas que se encuentran siguiendo los cursos actuales de los ríos, barrancos y cañadas en toda la Hoja. Representan la sedimentación producida actualmente por estos sistemas fluviales. Se han cartografiado solamente los más representativos, aunque también pueden estar desarrollados, de manera más reducida, en otros sistemas fluviales más proximales. En concreto, se han distinguido en la vertiente sur del SFR y en el valle del Cibao. Su edad es Holoceno y son funcionales actualmente.

2.4.1.6. Áreas pantanosas o encharcadas (24). Arcillas oscuras. Holoceno. Q_4

Bajo esta unidad se han cartografiado algunas zonas, presentes mayormente en la mitad occidental del Ridge de San Francisco, que constituyen pequeñas depresiones semiendorreicas que quedan colgadas entre arroyos y cuyo drenaje es pobre. De esta manera, está constituida por acumulaciones de arcillas oscuras, de potencia no superior a unos pocos metros, o en ocasiones de algunos centímetros, dependiendo de la topografía. Pueden encontrarse también pequeños depósitos de limos o arenas, evidenciando la participación de algún sistema aluvial de escasa importancia. Su edad es Holoceno.

2.4.2 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional

2.4.2.1. Coluviones (22). Bloques, gravas y arcillas. Holoceno. Q_4

En general, se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa, excepto cuando ya están rodados en el área fuente. La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de sustrato de cada zona. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. Se han cartografiado pocos en la Hoja de Pimentel, debido a su poca importancia cartográfica. Sin embargo, la zona de La Mesa es el único sector de la Hoja donde tienen una cierta entidad cartográfica. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno.

2.4.3 Depósitos cuaternarios derivados de la meteorización química

2.4.3.1. Lateritas (20). Arcillas rojas. Pleistoceno-Holoceno. Q_{1-4}

Esta unidad corresponde básicamente a la alteración de los materiales conglomeráticos y arenosos de la Fm. El Firme. Se trata de arcillas masivas, de característicos tonos rojizos, que todavía preservan esporádicamente clastos muy alterados de rocas volcánicas o plutónicas. En ocasiones la textura es arenosa, muy rica en elementos silíceos. Se encuentra muy desarrollada en la región de El Firme y La Guazarita. Su edad es incierta, pudiéndose haber empezado a formar ya en el Pleistoceno y continúando hasta la actualidad.

3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

Se incluyen en este capítulo las descripciones petrográficas de los principales litotipos de las unidades ígneas representadas en la Hoja dentro del Complejo de Río San Juan, cuyas principales características ya se presentaron en el capítulo dedicado a la estratigrafía. A continuación se exponen los resultados de los estudios geoquímicos realizados en el marco del proyecto SYSMIN o complementados con otros ya existentes, pero que básicamente constituyen los contenidos de los informes complementarios de Petrología y Geoquímica que acompañan al presente proyecto, a los que remitimos al lector que quiera profundizar en este campo.

3.1. Unidades del Complejo de Río San Juan

El Complejo de Río San Juan está limitado estructuralmente al norte por la prolongación oriental de la Zona de Falla de Camú y al sur por la Zona de Falla Septentrional. El Complejo de Río San Juan está compuesto por tres elementos: (1) un complejo de basamento plutono-metamórfico relacionado con subducción cuya estructura interna consiste en un apilamiento imbricado de láminas con rocas de alta-P; (2) un grupo de rocas siliciclásticas y turbiditas de edad Eoceno Inferior a Mioceno, de las Fm Imbert y La Toca, que se disponen plegadas y fracturadas discordantes sobre el complejo; y (3) una cobertera subhorizontal discordante de las Formaciones carbonatadas de Villa Trina-Haitises, de edad Mioceno Superior a Plioceno. El conjunto del Complejo de Río San Juan está deformado por un sistema de fallas inversas y de desgarre menestral, relacionadas con el movimiento Neógeno de grandes zonas de falla.

Siguiendo a Draper y Nagle (1991), en el Complejo de Río San Juan han sido distinguidas cartográficamente de norte a sur las siguientes unidades litológicas en el basamento, generalmente separadas por zonas de falla de gran escala:

- Peridotitas serpentinizadas y serpentinitas de Gaspar Hernández. Que incluye varios macizos peridotíticos, compuestos principalmente por harzburgitas y subordinadamente dunitas, variablemente serpentinizadas, que presentan una textura desde masiva a foliadas o brechificada. Poseen inclusiones de rocas ígneas básicas, principalmente gabros, microgabros y doleritas.

- Mélange de matriz serpentinitica de Jagua Clara. Constituida por una mélange serpentinítica de matriz foliada o cataclástica, con bloques de eclogitas y esquistos azules, metasedimentos, ortogneises ácidos (metaleucogranitos moscovíticos y metapegmatitas) y greenstones.

- Esquistos de Hicotea. Unidad tectónicamente imbricada con la Mélange Serpentinitica de Jagua Clara, y compuesta por esquistos máficos (metatobas y metalavas básicas) con intercalaciones de mármoles.

- Unidad de El Morrito. Separada de Mélange Serpentinitica de Jagua Clara por la Falla de El Higueral y compuesta por los Esquistos de Puerca Gorda y de El Guineal. Los esquistos de Puerca Gorda están compuestos a la base estructural por esquistos máficos que pasan hacia arriba a metabasaltos porfídicos y metavulcanitas máficas, con esporádicas intercalaciones de esquistos cuarzo-feldespáticos. Los Esquistos de El Guineal están constituidos por metariolitas porfídicas, metavulcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos, con raras intercalaciones de esquistos máficos.

- Unidad de La Cuaba. Compuesta por varias subunidades estructurales que de muro a base estructural son: (1) anfibolitas y esquistos máficos de grano fino con anfibol cálcico y en ocasiones epidota; (2) anfibolitas, metagabros y metadioritas de grano medio-grueso frecuentemente con segregaciones leucocráticas concordantes; (3) anfibolitas con granate, metagabros y metadioritas con granate variablemente bandeadas; (4) metacumulados ultramáficos, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate; y peridotitas serpentinizadas y serpentinitas con antigorita de El Helechal.

- Batolito del Río Boba. Complejo plutónico/metaplutónico, constituido esencialmente por tres series o conjuntos ígneos: (1) Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; (2) Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Matel; y (3) Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

De todas estas unidades presentes, solamente las dos últimas están presentes en la hoja de Pimentel (Unidad de La Cuaba y el Batolito del Río Boba).

3.2 Petrología

3.2.1. Unidad de La Cuaba

El area meridional del Complejo de Río San Juan está principalmente compuesto por las Unidad de La Cuaba y el Batolito del Río Boba (Draper y Nagle, 1991). La Unidad de La Cuaba forman una banda de dirección general NO-SE, limitada al norte por el contacto intrusivo del el batolito del Río Boba y al sur por la Zona de Falla Septentrional, siendo recubiertas en los extremos NO y SE por los Conglomerados de La Piragua de edad Mioceno Inferior-Medio.

Abbott et al. (2007) establecen recientemente tres unidades en la Unidad de La Cuaba, que de oeste a este son: (1) esquistos y gneises de grano fino con hornblenda, (2) gneises con hornblenda, retrogradados desde eclogitas, y (3) metadioritas con granate de grano grueso. La asociación mineral en todas las tres unidades es hornblenda, plagioclasa (andesina), cuarzo y rutilo, con o sin granate, biotita y epidota. Draper y Naggle (1991) proponen un protolito máfico de origen cortical oceánico (basaltos, diabasas o gabros). Según estos autores, la segunda unidad es retrógrada desde la facies eclogítica e incluye rocas ultramáficas con granate de ultra-alta-P, algunas con asociaciones minerales poco comunes, como la coexistencia natural de granate+espinela+corindón. En base a estudios petrológicos detallados, Abbott et al. (2005, 2006b, 2007) proponen que toda la Unidad de La Cuaba constituye un terreno de alta a ultra-alta-P.

Los datos que permiten a Abbott et al. (2006) y Abbott et al. (2007) proponer una evolución metamórfica retroeclogítica para la unidad de gneises con hornblenda, son la existencia de simplectitas de plagioclase y clinopiroxeno junto al granate, con un mayor o menor cantidad de hornblenda dependiendo de la extensión de la hidratación retrógrada. Estos gneises con hornblenda simplectíticos alternan a la escala milimétrica a decimétrica con gneises desprovistos de ellas. Poseen texturas granoblásticas a débilmente foliadas, con porfiroblastos de granate alotrio y subidiomorfos (1-3 mm) rodeados por borde (~0.5-mm) compuesto por un fino intercrecimiento de hornblenda, cuarzo y epidota. El granate y su reborde están rodeados por una matriz de grano fino (0,01-0,05 mm) compuesta por una simplectita vermicular de plagioclasa y clinopiroxeno. Como minerales accesorios aparecen óxidos de Fe-Ti, rutilo, titanita, apatito y pirita. La titanita forma bordes en torno a los óxidos de Fe-Ti. Abbott et al. (2007) interpretan a la hornblenda como el último

producto de la hidratación retrógrada, de una roca que contenía una asociación compuesta por granate, simplectita, cuarzo, epidota, rutilo y óxidos de Fe-Ti, retrógrada de una asociación compuesta con granate, onfacita, distena, coesita, rutilo y óxidos de Fe-Ti.

La evolución P-T seguida por estas rocas consistiría en una descompresión isoterma de P>40 kbar a ~10 kbar, registrada desde la asociación de ultra-alta-P compuesta por Grt+Omp+Ky+Coe+Rt+Fe-Ti oxide a las consiciones de formación de epidota a partir de distena, la formación de las simplectitas a partir de la onfacita y a la formación retrograda de hornblenda. Después de esta descompresión isoterma de >120 a ~30 Km de profundidad, las rocas seguirían un levantamiento y enfriamiento en un dominio cortical más superficial.

Como rocas de ultra-alta-P, Abbott et al. (2005, 2006, 2007) describen peridotitas con granate, clinopiroxenitas con granate, clinopiroxenitas con olivino y granatitas con olivino. Estas rocas aparecen en bloques aluviales de hasta 5 m de diámetro, cuya procedencia es la Unidad de La Cuaba. Draper y Abbott (com. pers.) han encontrado un único afloramiento muy alterado en el que bloques de rocas ultramáficas parecen incluidos en los gneises.

Las rocas ultramáficas con granate y clinopiroxenitas con olivino relacionadas proceden de protolitos ígneos plutónicos, ya que presentan texturas de tipo cumulado y diques, así como una secuencia de asociaciones minerales relacionada con procesos de cristalización fraccionada. A partir de relaciones texturales y consideraciones teóricas, Abbott et al. (2005, 2006b y 2007) proponen una secuencia de procesos de cristalización fraccionada, desde mayor a menor temperatura: (I) clinopiroxenitas con olivino, compuestas por clinopiroxeno, olivino, ortopiroxeno, magnetita y, retrógrados, cromo-espinela, hornblenda y serpentinita; (II) clinopiroxenitas con granate y olivino, compuestas por clinopiroxeno, olivino, granate y, retrógrados, hornblenda y serpentinita; (III) peridotita con granate, compuestas por clinopiroxeno, olivino, granate, espinela y, retrógrados, hornblenda y serpentinita; (IV) clinopiroxenitas con granate y diques de granatitas con olivino, compuestas por clinopiroxeno, granate, espinela y, retrógrada, hornblenda; y (V) clinopiroxenitas con granate y corindón, compuestas por clinopiroxeno, granate, espinela, corindón y, retrógrada, hornblenda.

Según Abbott et al. (2005, 2006 y 2007), la estabilidad de granate+espinela+corindón indica que el magma original pudo sólo haber existido a P>340 kbar y T>1550 °C, y por tanto localizado en la parte más profunda de la litosfera o la astenosfera. La termometría de intecambio Fe-Mg entre espinela y granate sugiere temperaturas próximas a las condiciones magmáticas, y entre pares de olivino, clinopiroxeno y granate indica temperaturas de reequilibrio subsólidus a temperaturas entre 800 y 1100 °C. la trayectoria P-T propuesta por Abbott y Draper (2007) y Abbott et al. (2006a, 2007) implica un enfriamiento isobárico (P~40 kbar) inicial desde condiciones subsólidus a temperaturas desde ~1550 °C a ~850-900 °C, donde las rocas ultramáficas fueron incorporadas en la unidad oceánica subducida y eclogitizada, y exhumadas juntas a la superficie.

Los nuevos datos cartográficos de las Hojas de Guayabito, Pimentel y Villa Riva, han permitido establecer la Unidad de La Cuaba como compuesta por varias subunidades estructurales que ordenadas provisionalmente, desde los niveles estructurales altos a los bajos, son: (1) anfibolitas y esquistos máficos de grano fino con hornblenda y en ocasiones epidota; (2) anfibolitas y metagabros de grano medio-grueso con frecuentes segregaciones leucocráticas concordantes; (3) anfibolitas, metagabros y metadioritas con granate; (4) metacumulados ultramáficos, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate; (5) metagabros y anfibolitas con granate frecuentemente estromáticos; y (6) peridotitas serpentinizadas de El Helechal y serpentinitas con antigorita. Entre las unidades (1) y (2) aparecen también lentejones de serpentinitas.

Los principales tipos petrográficos estudiados de la subunidad (1) son anfibolitas con hornblenda (6174IIJE9278, 6174IIJE9521, 6174IIJE9560, 6174IIJE9555, y 6174IIJE9542), y anfibolitas con anfibol cálcico y epidota (6174IIJE9283, 6174IIJE9549 y 6174IIJE9580), presentes en los niveles estructurales más bajos, todas ellas de penetrativa fábrica plano-linear. Localmente afloran metagabros y metadioritas con hornblenda y biotita que posiblemente constituyen los protolitos máficos relativamente menos deformados (6174IIJE9553A), e intruyen subconcordantemente sills de dioritas y tonalitas con hornblenda foliadas (6174IIJE9277). De la subunidad (2) se han estudiado anfibolitas con Mg-hornblenda, epidota y frecuentemente rutilo, con segregaciones leucocráticas concordantes y cizalladas (6174IIJE9411, 6174IIJE9415), metagabros y metadioritas bandeadas con clinopiroxeno (relictos), Mg-hornblenda y epidota, frecuentemente bandeados (6174IIJE9582 y 6174IIJE9585B), y metagabros con Mg-Hornblenda a pargasita y epidota foliados (6174IIJE9391, 6273IVJM9183, 6273IVJM9192, 6273IVJM9486, 6273IVJM9551, 6173IAC9002, 6173IAC9021,

6173IAC9037, 6173IAC9052, 6173IAC9054) y poco foliados (6173IAC9055). De la subunidad (3) se han estudiado anfibolitas con granate, pargasita y rutilo (6174IIJE9409B, 6174IIJE9591A, 6174IIJE9108, 6174IIJE9395, 6175IIJE9548, 6174IIJE9583, 6174IIJE9585A y 6174IIJE9599B). En la unidad intruyen sills concordantes de leucodioritas con granate y anfibol cálcico (6174IIJE9591B) y leucotonalitas con granate y/o anfibol cálcico y epidota foliadas (6174IIJE9589 y 6173IAC9045). Incluidas en la subunidad (4) se han estudiado bloques de peridotitas y piroxenitas con granate (6174IIJE9398A, 6174IIJE9398B y 6174IIJE9409A), así como hornblenditas relacionadas (6174IIJE9592). De la subunidad (5) del sector de Villa Riva se han estudiado metagabros con granate y anfibol pargasítico-tschemarkítico foliados (6273IVJM9488 y 6273IVJE9690), con segregaciones leucocráticas con granate (6273IVJM9581, 6273IVJM9584). Asociadamente a los contactos entre unidades aparecen lentejones de harzburgitas (6174IIJE9413) y serpentinitas (6173IAC9003 y 6173IAC9053), y mármoles (6173IAC9046). Por último, se han estudiado también bloques o mega-enclaves de anfibolitas deformadas semejantes a las de la Unidad de La Cuaba dentro del Batolito del Río Boba (6174IIJE9391).

3.2.2 Batolito del Río Boba

Según Eberle et al. (1980) y Draper y Nagle (1991), el Batolito del Río Boba constituye un complejo plutónico constituido por cumulados duníticos y peridotíticos, melanogabros, gabros bandeados y dioritas. Lo cumulados ultramáficos son volumétricamente minoritarios, siendo los melanogabros de grano grueso a medio la litología predominante. El Batolito del Río Boba está afectado por una intensa meteorización en bolos, que puede llegar a ser de varias decenas de metros de espesor, aunque usualmente es de una decena de metros. La alteración superficial da lugar al intenso desarrollo de un suelo rojo laterítico, en el que se destacan restos de los gabros como bloques redondeados de tamaños centimétricos a decimétricos.

Draper y Nagle (1991), describen un contacto intrusivo del Batolito del Río Boba con las Unidad de La Cuaba en su borde meridonal y un contacto tectónico por falla de desgarre con los Esquistos de Puerca Gorda en su borde septentrional. Para estos autores, estas relaciones indican que los gabros del Batolito del Río Boba representan el magmatismo del arco-isla Caribeño en el sector del antearco, cuyo basamento estaría constituido por las Unidad de La Cuaba. El conjunto fue yuxtapuesto tectónicamente con el sector septentrional del Complejo de Río San Juan antes del

Paleoceno, aunque el mecanismo mediante el cual tuvo lugar este proceso resulta para estos autores desconocido.

Los nuevos trabajos realizados en la Hoja de Guayabito han permitido establecer una primera cartografía petrológico-estructural del Batolito del Río Boba. El batolito posee una forma en planta lenticular, elongada siguiendo una dirección NO-SE a lo largo de más de 20 kms. Está limitado por contactos intrusivos de las facies gabroicas en la Unidad de La Cuaba por el SO y de las facies tonalíticas en los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal por el NE, aunque a menudo están retocados por fallas de desgarre NNO-SSE a NO-SE. Hacia el NO y SE, el Batolito del Río Boba queda cubierto discordantemente por los Conglomerados de La Piragua.

El Batolito del Río Boba constituye un complejo plutónico/metaplutónico, constituido esencialmente por tres series o conjuntos ígneos que han sido diferenciados en la cartografía: (1) Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; (2) Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Matel; y (3) Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá. Estas series forman un potente apilamiento de lacolitos imbricados, variablemente deformados en condiciones de la facies granulítica de media/baja-P y anfibolítica. El primer conjunto está constituido por cumulados ultramáficos de alternancias a escala centimétrica-métrica de dunitas, wherlitas y websteritas, y gabronoritas, gabros olivínicos y gabros hornbléndicos de grano grueso, tanto modalmente bandeados (cumulados) como foliados y coroníticos (metagabronoritas y metagabros). El segundo conjunto está formado por gabronoritas, gabros y dioritas con óxidos Fe-Ti de grano fino, magnéticas, y generalmente melanocráticas, tanto bandeadas como foliadas (metagabronoritas y metagabros). El tercer conjunto es intrusivo en los dos anteriores y está compuesto por cuarzo-gabros y dioritas de grano medio con hornblenda, junto con tonalitas, trondhjemitas y cuarzo-dioritas con hornblenda foliadas (sin-Sp).

Una gabro-diorita hornbléndica a tonalita (6174IIJE9449) del tercer conjunto ha proporcionado, a partir de 5 fracciones de zircón, una edad mínima de 90,1±0,2 Ma del dato 206Pb/238U más antiguo y una edad máxima de 92,0 ± 7,4 Ma obtenida de la regresión de 4 puntos. Por lo tanto, parte del Batolito del Río Boba es de edad Cretácico Superior.

En el Batolito del Río Boba aflorante en las Hojas de Guayabito y Pimentel, los principales tipos petrográficos estudiados del primer conjunto son websteritas con

olivino de grano grueso a medio masivas o bandeadas (6174IIJE9346B, 6174IIJE9348, 6174IIJE9356, 6174IIJE9402, 6174IIJE9574A, 6174IIJE9574B y 6174IIJE9613), wherlitas y clinopiroxenitas con olivino de grano grueso (6174IIJE9359, 6174IIJE9361, 6174IIJE9571). Las rocas máficas del primer conjunto estudiadas son gabronoritas y gabronoritas con olivino de grano grueso, variablemente foliadas (6174IIJE9309, 6174IIJE9346 y 6174IIJE9435), metagabronoritas coroníticas (6174IIJE9358, 6174IIJE9405, 6174IIJE9870B y 6174IIJE9599C) metagabronoritas de grano grueso a medio foliadas (o granulita máfica de dos piroxenos, 6174IIJE9385, 6174IIJE9360, 6174IIJE9378, 6174IIJE9441, 6174IIJE9349, 6173IAC9030, 6174IIJE9598, 6174IIJE9607 y 6173IAC9045), gabros y noritas con olivino variablemente coroníticas (6174IIJE9426, 6174IIJE9429 y 6174IIJE9598C) y metanoritas coroníticas (6174IIJE9403). Del segundo conjunto se han estudiado gabronoritas y metagabronoritas con anfibol y óxidos Fe-Ti, de grano medio a fino, deformadas (6174IIJE9364, 6174IIJE9432, 6174IIJE9392, 6174IIJE9424, 6174IIJE9530, 6174IIJE9576, 6174IIJE9599A, 6174IIJE9601 y 6273IVJM9169), y metagabronoritas con óxidos, coroníticas (6174IIJE9393, 6174IIJE9379, 6174IIJE9390, 6174IIJE9421, 6174IIJE9423 y 6174IIJE9572). Al tercer grupo pertenecen gabros y dioritas hornbléndicas (6174IIJE9449 y 6174IIJE9293?), y cuarzo-dioritas y tonalitas con hornblenda, de grano medio-grueso, foliadas y alteradas (6174IIJE9277 y 6174IIJE9301). Otras rocas estudiadas de difícil asignación son metagabros, gneises anfibólicos y anfibolitas de texturas blastomiloníticas (6174IIJE9420A) y hornblenditas (6174IIJE9346B).

3.3 Geoquímica

3.3.1 Unidad de La Cuaba

En la Unidad de La Cuaba, los principales tipos litológicos estudiados desde un punto de vista geoquímico de la subunidad (1) son anfibolitas con hornblenda y epidota (6174IIJE9278, 6174IIJE9521, 6174IIJE9415, 6174IIJE9283 y 6174IIJE9542), así como metagabros y metadioritas poco deformados (6174IIJE9553A). De la subunidad (2) se han estudiado anfibolitas y metagabros bandeados y cizallados (6174IIJE9391, 6174IIJE9585B y 6174IIJE9592). De la subunidad (3) se han estudiado anfibolitas con granate y rutilo (6174IIJE9409B, 6174IIJE9583, 6174IIJE9585A y 6174IIJE9591A), y un sill de leucodioritas con granate y pargasita (6174IIJE9591B). Incluidas en la subunidad (4), se ha estudiado un bloque de peridotitas con granate (6174IIJE9409A). De la subunidad (5) se han estudiado metagabros con granate y anfibol cálcico

foliados (6273IVJM9488 y 6273IVJE9690), y con segregaciones leucocráticas con granate (6273IVJM9581, 6273IVJM9584). Asociadamente a los contactos entre unidades aparecen lentejones de harzburgitas (6174IIJE9413) y serpentinitas (6173IAC9003 y 6173IAC9053).

Los materiales que constituyen la Unidad de La Cuaba son composicionalmente heterogéneos. Poseen un contenido en SiO_2 de entre 41,7 a 54,5 wt%, para contenidos generalmente altos en MgO entre 3,3 y 17,2 wt% (promedio de 7,4 wt%), e intermedios y bajos en TiO_2 entre 0,17 y 2,3 wt% (promedio de 1,1 wt%, Fig. 3.1). En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO_2, estas rocas máficas son subalcalinas y se clasifican como basaltos andesíticos y andesitas. En conjunto, la unidad está constituida por materiales dominantemente máficos derivados de magmas de poco a moderadamente fraccionados (Mg#=77-38), resultando algunos ricos en Mgo (>10 wt%). Se caracterizan por contenidos generalmente bajos en Zr y Nb, de entre 5-161 ppm y 0,05-3,9 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (7-794 ppm) y Ni (7-64 ppm) son moderados, pero los contenidos en Th son bajos (0,1-1,2 ppm; generalmente <0,5 ppm). En diagramas binarios de variación, estas metabasitas muestran un variable aumento en SiO_2, álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Al_2O_3, CaO, Cr y Ni con el descenso en el MgO. TiO_2 y FeO^*_T aumentan ligeramente en las rocas menos fraccionadas, hasta decrecer en las rocas más fraccionadas. Estas tendencias son pueden ser atribuidas a la fraccionación de olivino y Cr-espinela, plagioclasa, piroxeno y óxidos Fe-Ti. En el diagrama FeO*/MgO frente al SiO_2, estas rocas presentan una gran dispersión y caen tanto en el campo toleítico como calco-alcalino, en campos de basaltos/andesitas ricas en MgO y boninitas, por lo que existen diferentes series magmáticas con un diferente enriquecimiento en Fe. Presentan valores de $(La/Yb)_N$=0,3-7,4 muy variables, característicos de las series tanto toleíticas como calco-alcalinas.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Figs. 3.3 y 3.4), las metabasitas de la Unidad de La Cuaba se caracterizan generalmente por un variable aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, K, Pb y Sr), Th y LREE (La-Nd) relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, típico de magmas relacionados con subducción. Consistentemente, presentan una variable anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano o ligeramente empobrecido. Las abundancias absolutas de HREE gradúan entre 0,1 y 1 × N-MORB. Estas características, son típicas de IAT (Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995). Sin embargo, existen un

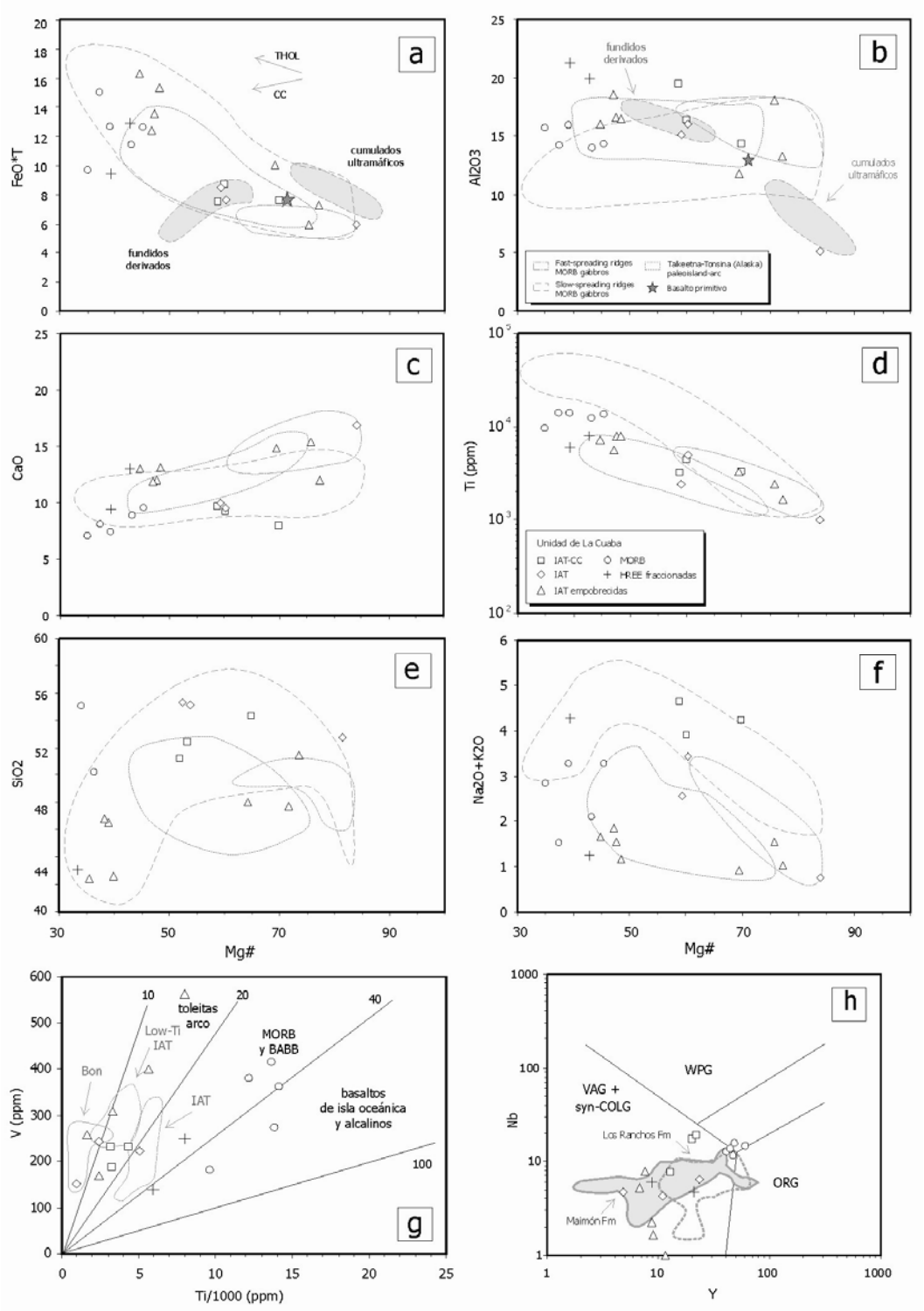


Figura 3.1. (a, b, c, d, e y f) Diagramas de FeO^*_T, Al_2O_3, CaO (wt%), Ti (ppm), SiO_2 y álcalis frente al Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cuaba. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los gabros MORB formados en zonas de dorsal rápidas y lentas, y de los gabros del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska). En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los datos experimentales, cumulados ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener et al. (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas (P=1,2 GPa y ~3% H_2O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB. (g) Diagrama Ti-V de Shervais (1983). (h) Diagrama Y-Nb de Pearce et al. (1984)

grupo de anfibolitas con un patrón de REE plano, sin anomalías negativas de Nb y Ti, y con mayores abundancias absolutas (1-3 x N-MORB).

Los contenidos en Ti, Th y LREE, el patrón de REE extendido normalizado respecto al manto primordial, y los valores en las relaciones $(La/Yb)_N$, Zr/Hf y Zr/Nb (y también en la Fig. 3.2) , permiten distinguir cinco grupos geoquímico-composicionales de rocas metabásicas en la Unidad de La Cuaba, aunque posiblemente existe entre ellos una gradación composicional. Estos grupos son: metabasitas de afinidad arco isla (IAT), o grupo I; metabasitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; metabasitas de afinidad calcoalcalina, o grupo III; metabasitas de afinidad MORB, o grupo IV; y metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas, o grupo V. Otros grupos litológicos relacionados son las serpentinitas asociadas a la Unidad de La Cuaba.

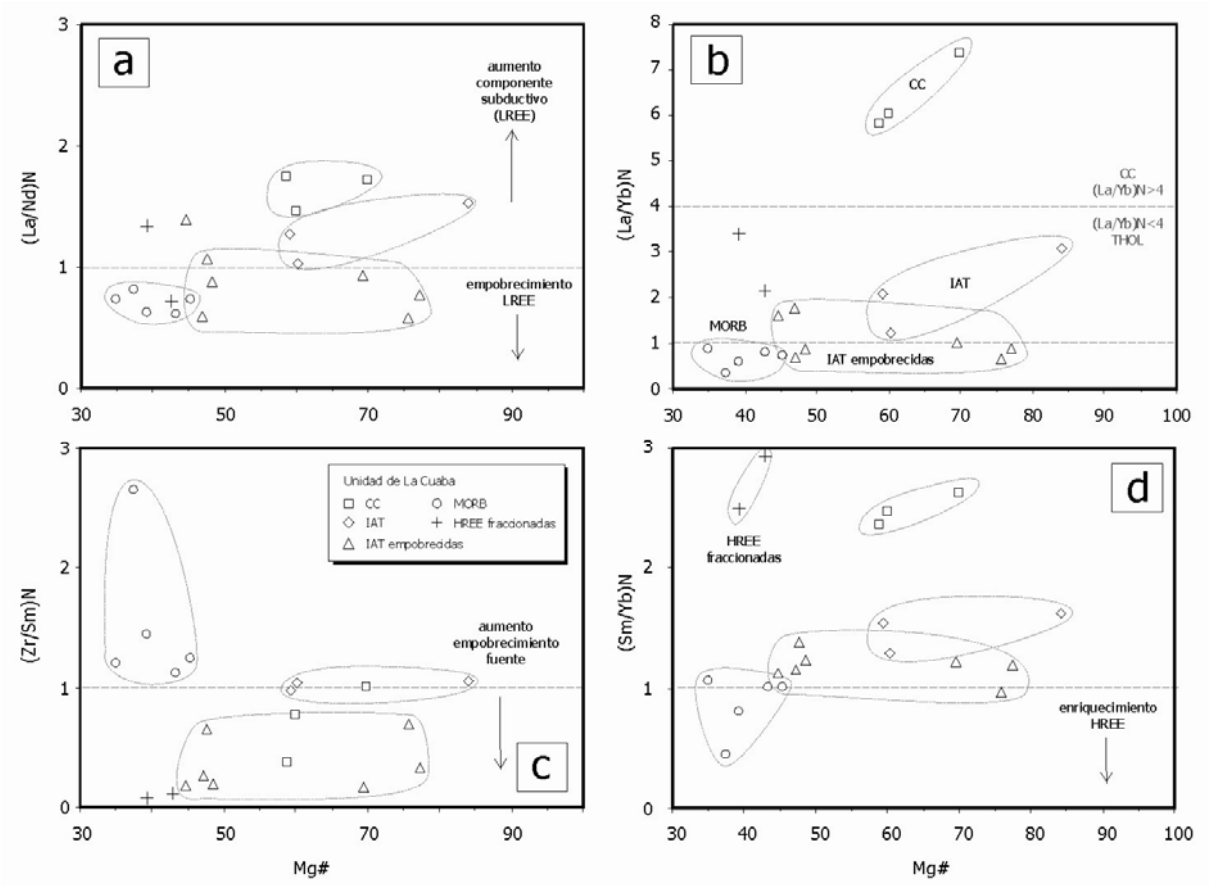


Figura 3.2. (a, b, c y d) Diagramas de (La/Nd)N, (La/Yb)N, (Zr/Sm)N y (Sm/Yb)N frente al Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cuaba.

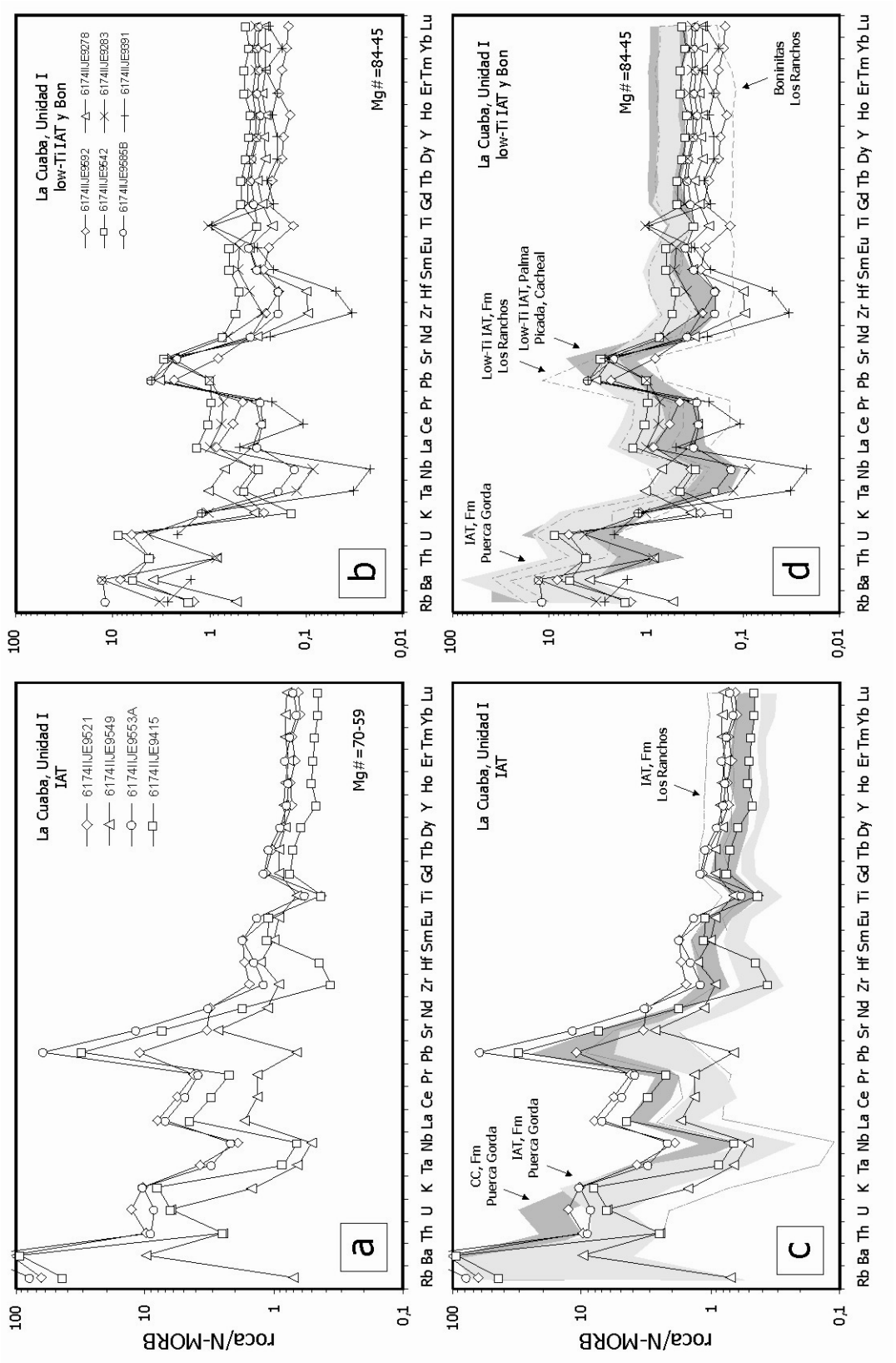


Figura 3.3. (a, b, c y d) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba.

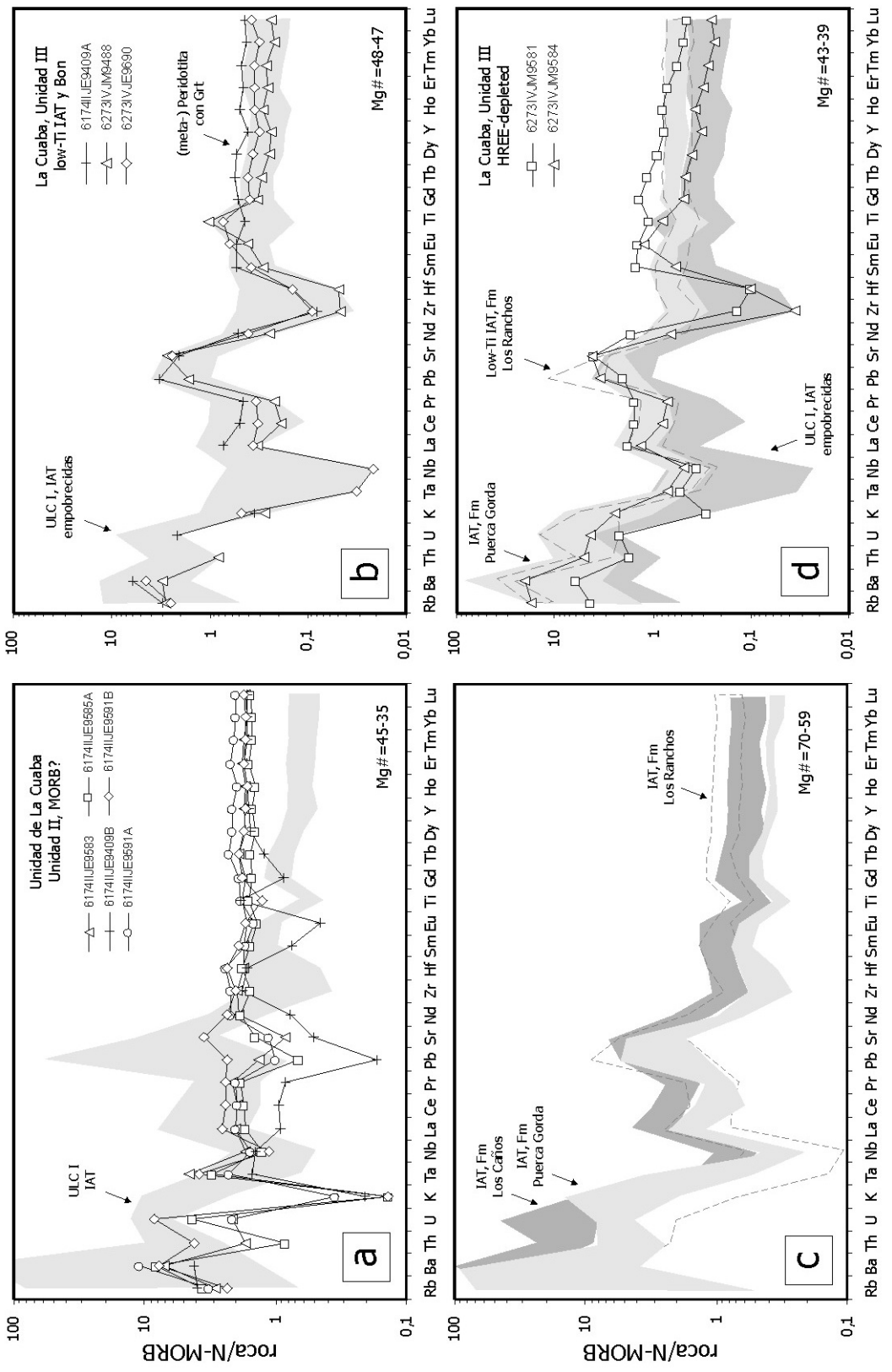


Figura 3.4. (a, b, c y d) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba.

3.3.2 Batolito del Río Boba

Los principales tipos litológicos estudiados en el Batolito del Río Boba desde un punto de vista geoquímico son, para el primer conjunto, websteritas con olivino de grano grueso a medio masivas o bandeadas (6174IIJE9348, 6174IIJE9356 y 6174IIJE9402), gabronoritas y gabronoritas con olivino de grano grueso, variablemente foliadas (6174IIJE9309, 6174IIJE9346 y 6174IIJE9435), metagabronoritas de grano grueso a medio foliadas (o granulita máfica de dos piroxenos, (6174IIJE9360, 6174IIJE9378, 6174IIJE9349, 6174IIJE9598 y 6174IIJE9607), gabros y noritas con olivino variablemente coroníticas (6174IIJE9429 y 6174IIJE9598C) y metanoritas coroníticas (6174IIJE9403). Del segundo conjunto se han estudiado gabronoritas y metagabronoritas con anfibol y óxidos Fe-Ti, de grano medio a fino, deformadas (6174IIJE9424, 6174IIJE9530, 6174IIJE9576, 6174IIJE9599A y 6174IIJE9601), y metagabronoritas con óxidos, coroníticas (6174IIJE9393, 6174IIJE9379, 6174IIJE9421, 6174IIJE9423 y 6174IIJE9572). Al tercer grupo pertenecen gabros y dioritas hornbléndicas (6174IIJE9449 y 6174IIJE9292), y cuarzo-dioritas y tonalitas con hornblenda, de grano medio-grueso, foliadas y alteradas (6174IIJE9277). Otras rocas estudiadas de difícil asignación son metagabros, gneises anfibólicos y anfibolitas de texturas blastomiloníticas (6174IIJE9420A).

Las rocas analizadas del Batolito del Río Boba tienen un relativamente restringido bajo contenido en SiO_2 de 41,5 a 54,4 wt% (promedio 45,5), con una considerable superposición entre las muestras de los dos grupos de gabros y gabronoritas cumulado y un general menor contenido en las muestras del tercer grupo (44,4-53,5 wt%). En promedio, el Batolito del Río Boba posee una composición entre picrobasáltica y basáltica. Sin embargo, las rocas analizadas muestran un amplio rango de variación del Mg# entre 86 y 42, con contenidos generalmente altos en MgO (30,5-4,8 wt%; promedio 10,6) y Al_2O_3 (25,5-4,6 wt%; promedio 16,8), relativamente bajos en Fe_2O_{3T} (4,2-16,7 wt%; promedio 9,9), y bajos en TiO_2, (0,03-1,18 wt%; promedio 0,4), y álcalis totales (0,1-1,5 wt%; promedio 0,8). El $FeO^*_{T,}$ Al_2O_3, CaO y Ti (ppm), en el conjunto de muestras del Batolito del Río Boba definen tendencias continúas sin saltos composicionales con la diferenciación, monitorizada con el Mg#. El FeO^*_T y Ti aumentan, el CaO decrece y el Al_2O_3 aumenta primero ligeramente para descender a continuación, sugiriendo que el olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa controlan la fraccionación en estas rocas cumulado. El aumento progresivo de FeO^*_T y TiO_2 con la diferenciación indica una afinidad toleítica y se manifiesta con la cristalización tardía de los óxidos Fe-Ti. Esta evolución queda expresada en la Fig.

3.5, con la ordenación a progresivamente menor Mg# y sin apenas superposición, de las websteritas y gabronoritas de Quita Espuela, las gabronoritas con óxidos de Matel, y los Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

Consideradas en conjunto (Fig. 3.5), las composiciones en elementos mayores de las gabronoritas y gabros del Batolito del Río Boba son similares a las de las rocas gabroicas del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska; Greene et al., 2006). En la Fig. 3.5 se han representado también las composiciones de rocas gabroicas de dorsales meso-oceánicas de rápida y lenta apertura como comparación. Como puede observarse, los gabros MORB presentan un rango similar de Mg# pero mayores contenidos en SiO_2, Ti y álcalis, y menores en CaO, que las rocas gabroicas del Batolito del Río Boba. Estas rocas gabronoritas poseen también elevados contenidos en Al_2O_3, entre 17,5 y 22, 4 wt%, que no son resultado de la acumulación de plagioclasa (Eu) y si una característica del magma parental. Estos altos contenidos en Al_2O_3 son mayores que en los gabros MORB, particularmente en rocas evolucionadas de menor Mg#, y característicos de magmas de arco (Müntener et al., 2001; Kelemen et al., 2003), ya que su alto contenido en H_2O (>2 wt%) inhibe la cristalización de plagioclasa, particularmente a alta-P. Esto explica que la plagioclasa sea una fase tardía intercúmulus minoritaria en las websteritas con olivino y que su aparición como fase dominante en los cumulados gabroníticos de lugar a una disminución de CaO y Al_2O_3 en los diagramas de variación.

Las rocas gabroicas y cumulados ultramáficos del Batolito del Río Boba poseen en conjunto contenidos muy bajos en Th (<0,1 ppm), Zr (0,1-9,9 ppm) y Nb (<0,2 ppm, generalmente), próximos o en el límite analítico de detección. Los contenidos en Cr y Ni son muy variables, de 2360-8 ppm y 318-2,3 ppm, respctivamente. Los bajos contenidos en TiO_2 (0,07-0,9 wt%) y los valores de las relaciones Zr/Ba (0,1-0,4), Nb/Th (0,6-9,0), Zr/Nb (1-68) y Zr/Y (0,1-1,5) se relacionan con fuentes mantélicas empobrecidas y son en gran parte comparables a los de las rocas volcánicas IAT y IAT pobres en Ti, de las diversas unidades de arco de la Cordillera Septentrional. El diagrama Ti *vs.* V de la Fig. 3.5 permite visualizar estas relaciones. Todas las rocas del Batolito del Río Boba poseen relaciones Ti/V muy bajas relacionables con magmas generados en zonas de subducción y, con excepción de las muestras del grupo 3 (10-15), los cumulados ultramáficos (<6), las gabronoritas del grupo I (<8) y las gabronoritas con óxidos del grupo II claramente más diferenciadas (7-12), poseen valores por debajo del condrítico (Ti/V<10), que implican fuentes empobrecidas.

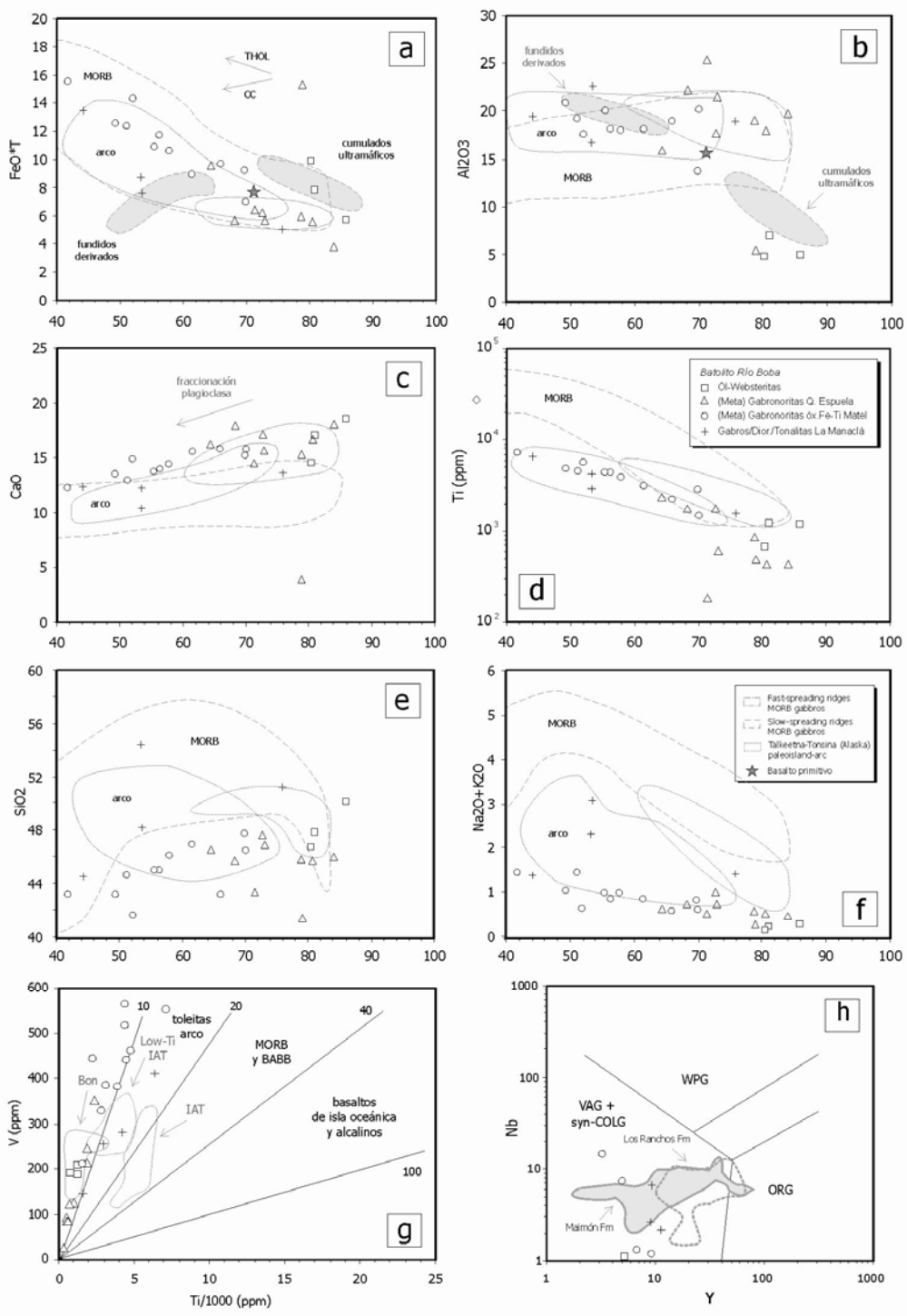


Figura 3.5. (a, b, c, d, e y f) Diagramas de FeO^*_T, Al_2O_3, CaO (wt%), Ti (ppm), SiO_2 y álcalis frente al Mg#, para las rocas del Batolito del Río Boba. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los gabros MORB formados en zonas de dorsal rápidas y lentas, y de los gabros del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska). En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los datos experimentales, cumulados ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener et al. (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas (P=1,2 GPa y ~3% H_2O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB. (g) Diagrama Ti-V de Shervais (1983). (h) Diagrama Y-Nb de Pearce et al. (1984).

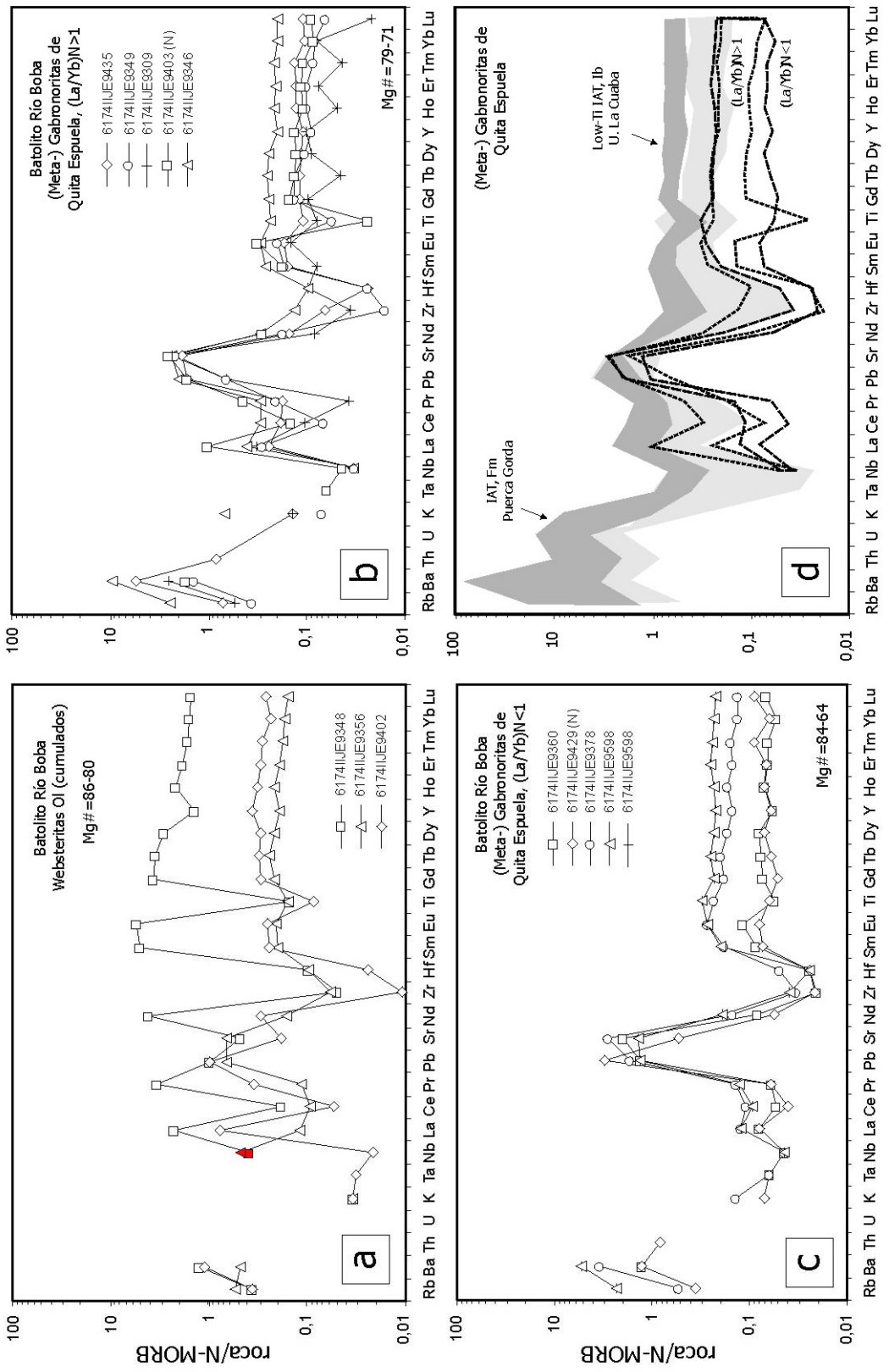


Figura 3.6. (a, b, c y d) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba.

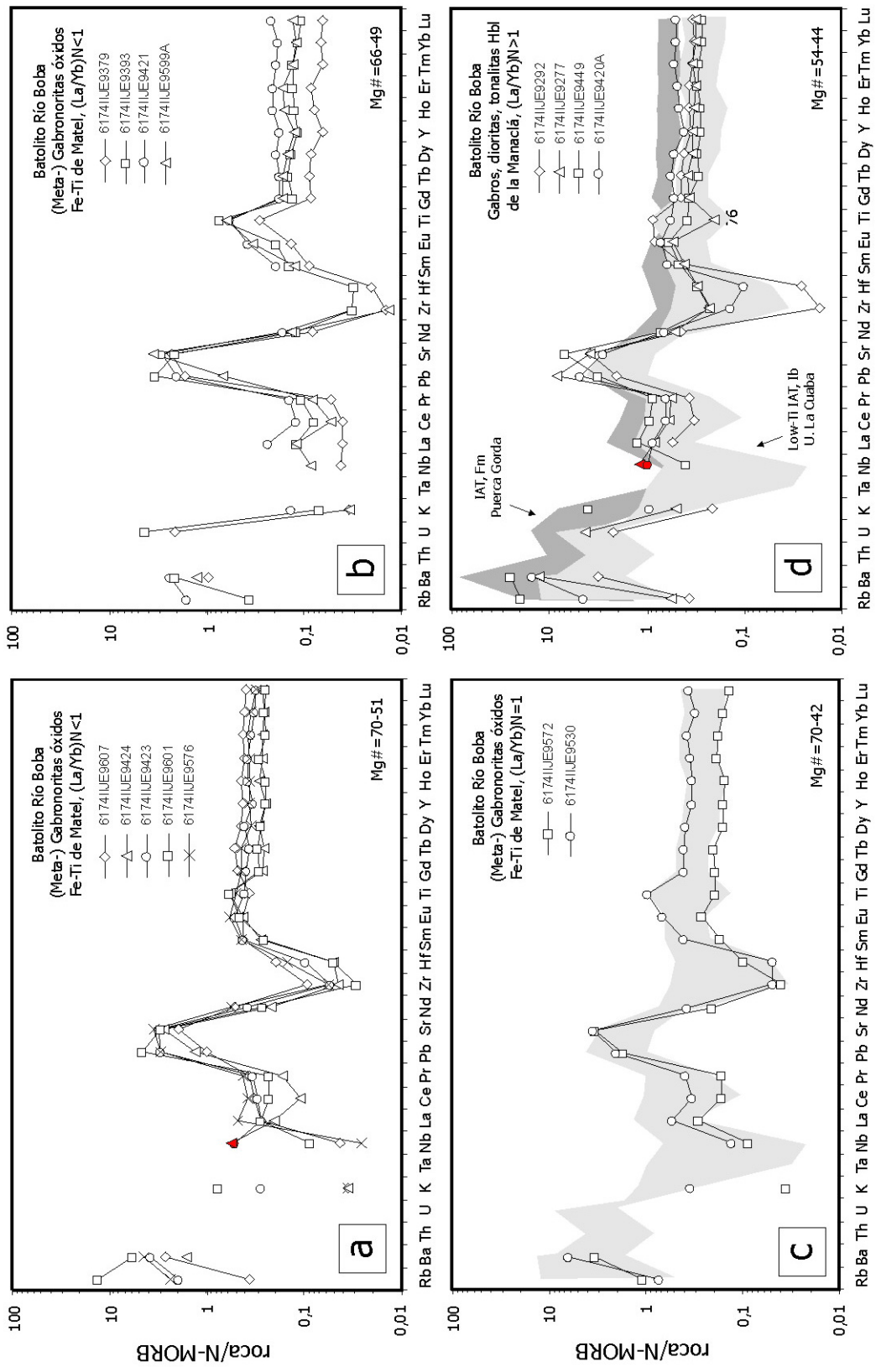


Figura 3.7. (a, b, c y d) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.6 y 3.7), las websteritas con Ol, gabronoritas, gabros y dioritas se caracterizan por un patrón con un enriquecimiento general de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb y Sr) y en ocasiones de las LREE (La-Nd), relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, que es típico de magmas relacionados con subducción. Donde ha sido posible analizarlos, presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano. Las muy bajas abundancias absolutas de HREE (0,05-0,5×N-MORB) indican el fuerte empobrecimiento de la fuente. Las relaciones de elementos móviles en una fase fluida/inmóviles, como Sr/Nd y Ba/La, son >>1 (pero Pb/Ce<1) y sugieren la presencia de un componente fluido acuoso en la fuente (Brenan et al., 1995). Aunque la LOI es baja en estas rocas (<1,2), la alteración a baja-T de estas rocas, sin embargo, puede haber modificado la abundancia primaria de estos elementos.

.

4. TECTÓNICA

4.1. Introducción. Contexto geodinámico de La Española.

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores (Figura 4.1). 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 un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.*1991 b), 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 (Pindell y Barret 1990; Pindell, 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento de la Cordillera Septentrional de la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

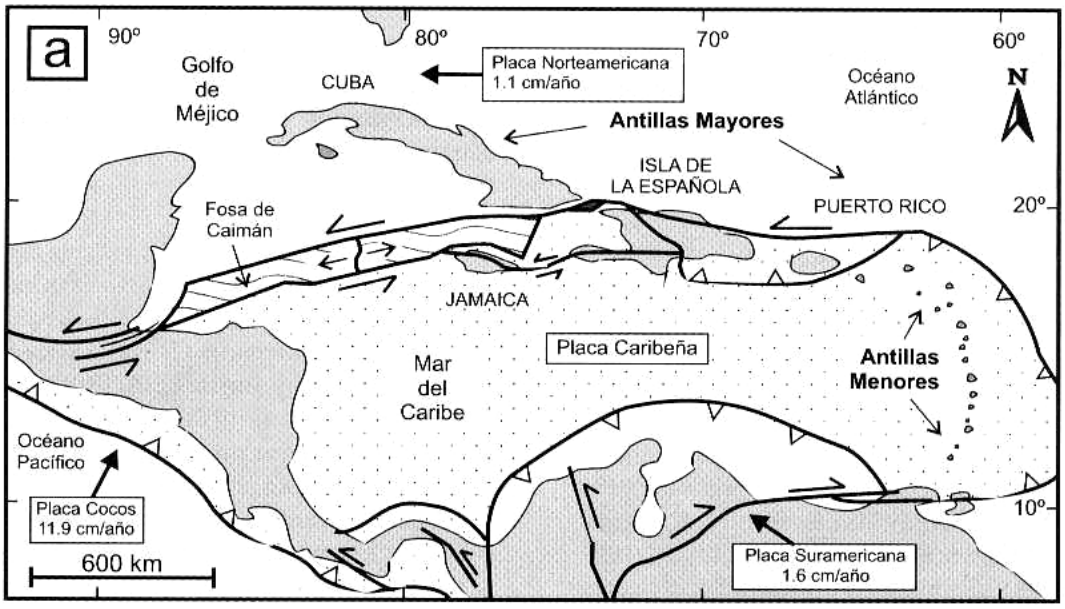


Figura 4.1. Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre senestral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis *et al.*, 2002).

La Cordillera Septentrional está formada por una cadena de montañas con una anchura entre 15 y 40 km y altitudes que pueden superar los 1000 m en su parte central (pico Diego de Ocampo, 1249 m). Se extiende con dirección OSO-ESE subparalela a la costa atlántica dominicana por más de 200 kms, desde Montecristi a

Nagua (Figura 4.2). Junto con la península de Samaná conforma 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 igneas y metamóficas), 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.

El dominio geológico de la Cordillera Septentrional incluye tres conjuntos de rocas de naturaleza y origen muy diferente (Figura 4.2): 1) Los complejos de rocas con metamorfismo de alta presión, rocas ultrabásicas (generalmente asociadas a melanges), mármoles, calcoesquistos y gneises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional generado en relación con la colisión del arco volcánico con el continente americano. Se reconocen principalmente en la parte norte del dominio (en el sector occidental, siempre al norte de la falla de Camú) y están representados por los complejos de basamento de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná; 2) Los pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcanoderivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte del edificio del arco isla presente en la República Dominicana. Se reconocen en la parte meridional del dominio, siempre al sur de la falla de Camú y están representados por los complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García; y 3) Las rocas cenozoicas constituidas por potentes secuencias sedimentarias mayoritariamente depositadas en medios marinos que registran la historia geológica de la República Dominicana desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días. Estas últimas se disponen discordantes sobre los complejos de basamento anteriormente mencionados, los cuales ejercen un cierto control paleogeográfico sobre ellas hasta el Mioceno inferior-medio, mientras que a partir del Mioceno medio y, sobre todo, en Mioceno superior, éstas se distribuyen de manera más o menos uniforme por todo el dominio discordantes sobre cualquier formación precedente.

4.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio.

La Falla Septentrional constituye la estructura más importante y singular presente en la hoja de Pimentel. Sin embargo, a lo largo de toda su extensión, 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. Así, utilizando la misma nomenclatura de Mann *et al.,* (1998), la falla que este autor identifica con el frente montañoso discurre muy al norte por el interior de la cordillera y es prácticamente inactiva. Al sur de ésta se reconocen las fallas de Montecristi y Villa Vazquez, por este orden, con una traza muy neta que refleja una actividad si no actual, sí al menos relativamente reciente. Por último, los citados autores proponen que el ramal activo de la falla Septentrional discurre por el interior de la cuenca del Cibao semioculta por los depósitos cuaternarios y con un trazado poco definido que pasa aproximadamente al sur de Navarrete, Esperanza y Villa Vazquez y se prolonga hacia el oeste hasta alcanzar la costa por algún punto situado al norte de la localidad de Pepillo Salcedo. 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). Como caso único y particular, entre San Francisco de Macorís y Villa Riva, concidiendo con la terminación oriental de la inflexión contractiva *o restraining bend* de escala regional anteriormente descrito, la tectónica transpresiva ha generado en la parte más interna de la cuenca del Cibao adyacente a la falla Septentrional el Ridge de San Francisco Ridge o San Francisco *push up* (Winslow *et al.,* 1991 y citas incluidas), donde se encuentra representado el sector occidental de la Hoja de Pimentel.

4.3 La estructura del Ridge de San Francisco.

Sobre la estructura a gran escala del Ridge de San Francisco, anteriormente se han descrito algunos modelos que explican el levantamiento de una porción de la Cuenca del Cibao debido a la transpresión y empuje de la Cordillera Septentrional dentro de un contexto de transpresión siniestra existente en todo el borde norte de La Española (p. ej. Guglielmo, 1986, Guglielmo y Winslow, 1988, Nadai y Winslow, 1988, Winslow et at., 1991). Según estos modelos, este movimiento de tipo transpresivo izquierdo sería

el responsable de crear el San Francisco *push-up,* como una estructura en flor positiva. En estos trabajos, los diversos autores definen y describen varias fallas o zonas de falla importantes, tanto en sentido transversal (Falla de la Cuaba, Falla de Maney, Falla de Asuzey,...) como longitudinal (Falla Septentrional, Falla de Juana Díaz) responsables de la estructuración del SFR, en el marco de una estratigrafía concreta. Sin embargo, la nueva estratigrafía propuesta en el presente proyecto así como el resultado cartográfico y los nuevos datos estructurales presentes en las Hojas de Pimentel y Villa Riva, han permitido precisar el estilo estructural de la región.

En primer lugar, a partir de la síntesis estructural de la cartografía del SFR obtenida a partir de los datos de las hojas de Pimentel y Villa Riva (Fig. 2.1), se pueden reconocer distintas estructuras que condicionan la distribución de las unidades diferenciadas, así como se pone de manifiesto un marcado constraste con el estilo estructural definido previamente. De esta forma, se describen las principales estructuras, fundamentalmente sistemas de fallas, que se dividen en tres familias: 1) sistemas de fallas N100E, 2) sistemas de fallas N60E a N80E y 3) sistemas de fallas N40E.

1) *Fallas N100E*. La falla más importante de este sistema es la Zona de Falla Septentrional (ZFS). Limita al norte el SFR con la Cordillera Septentrional propiamente dicha, y discurre por el valle del Río Nagua, el cual llega a encajarse fuertemente con paredes de mas de 150 m. Constituye una zona de falla relativamente estrecha, con un espesor máximo de 400 metros, dentro de la cual se encuentran rocas pertenecientes fundamentalmente a la Fm Los Haitises y a la Unidad de la Jagüita, que forman franjas alargadas en el sentido de la zona de falla que aparecen limitadas por fallas, y cuya estratificación es oblicua. Es destacable la gran continuidad lateral de las calizas de la Fm Los Haitises, en ocasiones con un espesor de escasos metros entre fallas, pero continuas durante decenas de kilómetros en la dirección de la falla, dibujando almendras a escala cartográfica bien visibles. Hacia el este, la traza de la Falla Septentrional se pierde por debajo de la llanura del Río Yuna, aunque se ha podido seguir por presentar una fuerte señal aeromagnética y por encontrarse indicios de deformación en materiales holocenos (Monthel, 2010). Hacia el oeste, se adelanta al frente montañoso, en el sector de Tenares, donde se encuentra una falla paralela denominada Falla de Jacagua (Winslow et al., 1991). Otras fallas de esta familia son las encontradas dentro del San Francisco Ridge. Aunque con menor expresión geológica, constituyen sistemas de dirección subparalela a la Falla Septentrional y cuyo régimen presenta además del movimiento lateral izquierdo, una componente importante de falla inversa de vergencia suroeste, al contrario de la vergencia noreste

que aparece en los trabajos previos. Una de estas fallas definidas anteriormente es la Falla de Juana Díaz, que aunque se adivina a grandes rasgos, no tiene la expresión ni la importancia que se le ha dado en estudios anteriores. Estos sistemas de fallas inversas tienen menor salto progresivamente hacia el borde del ridge e incluso puede que en las cercanías de la cuenca del Cibao su única expresión sea un escalón topográfico provocado por pliegues de propagación, sin llegar a aflorar la falla en superficie (Fig 4.2, B).

2) *Fallas N60E-N80E*. Esta familia de fallas se describe por primera vez en este proyecto y han pasado prácticamente desapercibidas en los estudios anteriores. Se encuentran bien desarrolladas en la parte más occidental del ridge y su funcionamiento adquiere una cierta relevancia debido a que produce rasgos estructurales y geomorfológicos bien visibles (Fig 4.3). Este sistema de fallas se encuentra también representado en el Complejo de Río San Juan, en la Cordillera Septentrional, donde existe una estructura importante de orientación N80E a E-O y con sentido de desplazamiento izquierdo que atraviesa la parte meridional del macizo, que se deduce tanto de la geología de superficie como del mapa aeromagnético. En la parte más meridional del macizo este movimiento se transfiere en otras dos fallas hasta que llegan a la Falla Septentrional. La más meridional de las fallas ha sido denominada como Falla de Chingüelo (FCh, Fig. 4.2), que continúa hacia el suroeste atravesando prácticamente todos los materiales terciarios del ridge. Este sistema de fallas se comporta en general como un sistema lateral izquierdo que produce desplazamientos importantes en este sentido pero que además tiene una componente normal, hecho que produce la aparición en fosas tectónicas de los materiales de las Formaciones Villa Trina y Haitises en el centro de la Hoja de Pimentel (sector de Ramonal-La Bajada) y de la Unidad de Herrera de Cuaba y Fm Azlor en la parte occidental de la hoja, a través de la Falla de Arroyo Patao y la Falla de los Espinos (Fig. 4.2). Este dispositivo de fallas es el que controla la estructura de la parte occidental del ridge, de manera que su funcionamiento izquierdo produce el desplazamiento sucesivo del frente y además, su carácter normal hace que en el sector más occidental es donde se genere un mayor espacio de acomodación para el depósito de los materiales más recientes del ridge (Fig 4.2).

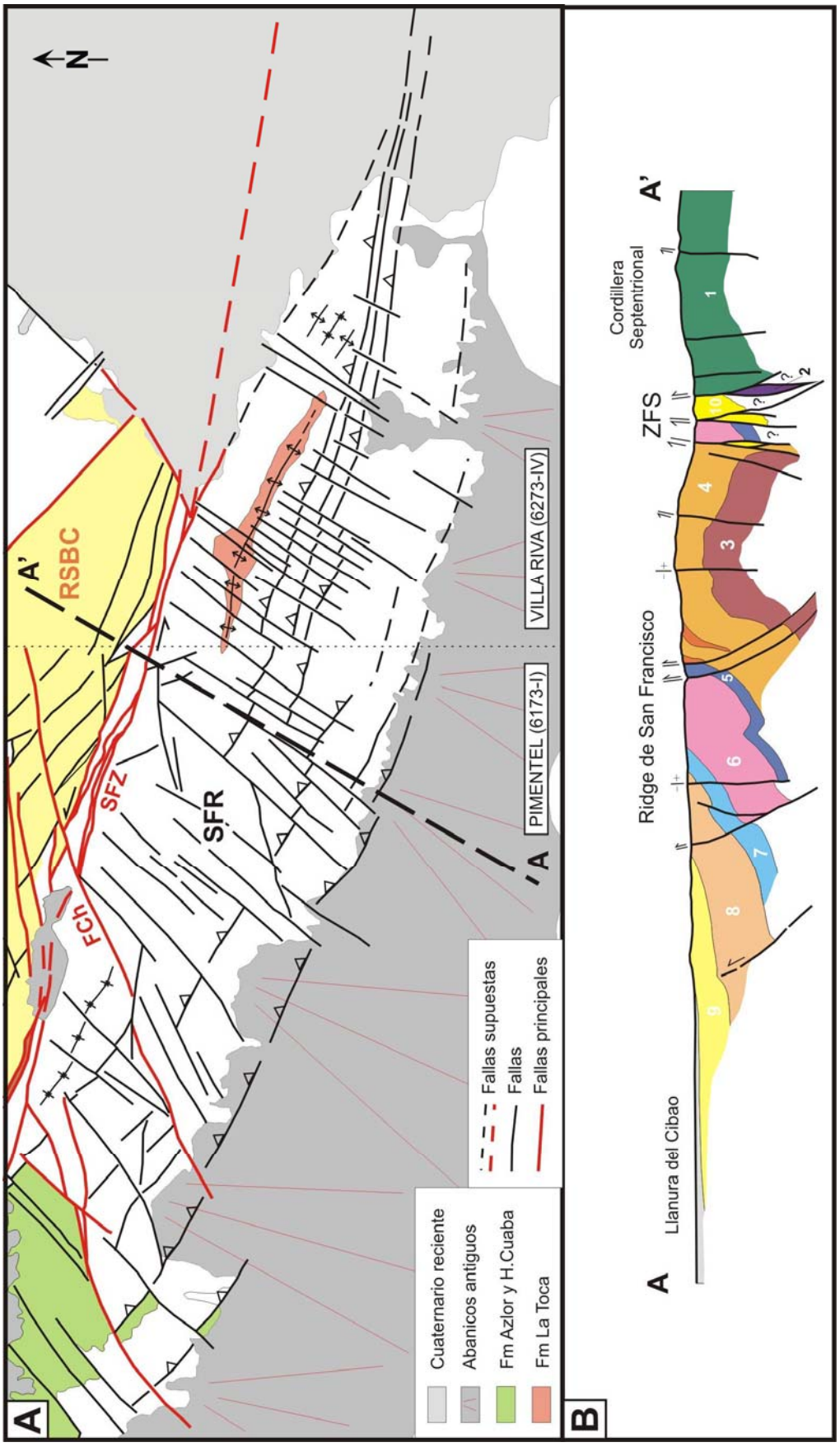


Figura 4.2. **A**. Esquema tectónico del Ridge de San Francisco (SFG), con la indicación de las estructuras más importantes. Se indica la posición del corte geológico. SFZ: Zona de Falla Septentrional. FCh: Falla de Chingüelo. RSBC: Complejo de Río San Juan. **B**. Corte geológico transversarl al SFR. 1. Complejo de Río San Juan (RSBC). 2. Serpentinitas. 3. Fm La Toca. 4. Ud. El Firme. 5. Calizas de la Angostura. 6. Unidad de la Jagüita. 7. Fm Cuesta Blanca. 8. Ud. Arroyón-Los Cafés. 9 . Fm Castillo. 10: Fm Villa Trina y Fm Los Haitises.

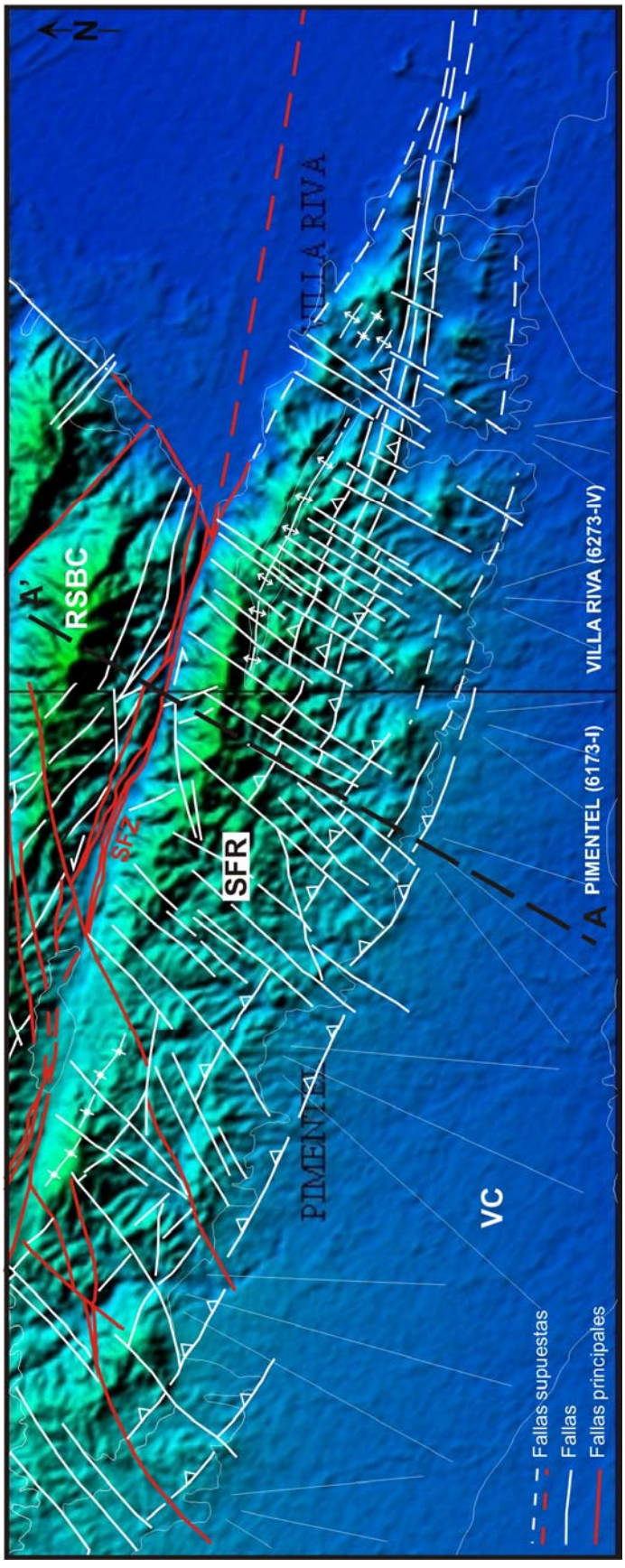


Figura 4.3. Esquema tectónico del Ridge de San Francisco (SFR), superpuesto al Modelo Digital del Terreno. Se indica la posición del corte geológico. SFZ: Zona de Falla Septentrional. RSBC: Complejo de Río San Juan. VC: Valle del Cibao.

3) *Fallas N40E*. Corresponde a un sistema muy desarrollado en la parte central y oriental del ridge y deducido en algunos casos por rasgos geomorfológicos: alineamiento de crestas y barrancos, offsets de ríos y arroyos (Fig. 4.3), pero sobre todo es bien patente por el desplazamiento de las unidades cartográficas. Por esta razón ha sido muy difícil obtener criterios estructurales directos de estas fallas, en las cuales raramente se ha podido observar el plano de falla. A partir de la cartografía sí que se puede deducir que producen una separación izquierda en los marcadores estratigráficos que en algunos casos pueden llegar a los 500 metros, pero el desconocimiento de la estría impide saber cuanto del movimiento en dirección tiene componente en buzamiento, aunque desde el punto de vista teórico le corresponde tener una cierta componente normal. Una de las fallas de este sistema más importante es la zona de falla del Río Asuzey (Hoja de Villa Riva) que ha producido una pequeña cuenca cuaternaria junto con un desplazamiento importante del frente del ridge sobre la Cuenca del Cibao (Fig 4.3). Esta cuenca ya fue descrita por Winslow et al. (1991), aunque interpretada como una cuenca pull-apart.

Al margen de estos sistemas de falla también existen pliegues, mucho menor desarrollados y principalmente inferidos a partir de la cartografía. Las únicas grandes estructuras destacables en este sentido son el anticlinorio del Firme-La Candela, donde en su núcleo afloran los materiales más antiguos del ridge (Fm La Toca) y el sinclinal de El Ramonal, desarrollado en materiales de la Fm Villa Trina y Haitises, siendo el resto de sucesiones básicamente monoclinales buzando hacia el suroeste, principalmente visibles en el área norte de Castillo. Los pliegues de orden menor observados en el campo muestran una disposición oblicua a los sistemas de fallas principales, cuyo eje medio tiene una orientación cercana a N140E y casi la totalidad de ellos muestra una vergencia SW.

Los distintos regímenes de las estructuras descritas, con sus desplazamientos diferentes (desgarres, fallas normales, fallas inversas), junto con las diferentes orientaciones de cada una, dan lugar a la configuración de la macroestructura de esta elevación como una estructura en flor asimétrica, seccionada por sistemas de fallas perpendiculares y oblicuos, consecuencia de la transpresión izquierda a la que se encuentra sometida la región en general.

En cuanto a la evolución tectónica de la región, la primera evidencia de deformación en los materiales terciarios del San Francisco Ridge la encontramos en la base de la Fm El Firme (Mioceno inferior), donde se encuentra una discordancia angular y erosiva con los materiales turbidíticos pertenecientes a la Fm La Toca. La siguiente

discordancia que se encuentra en la región se localiza después del depósito de la Fm Cuesta Blanca, la cual muestra un clivaje incipiente y un plegamiento mayor que las unidades suprayacentes, y se puede situar en el Mioceno superior, al menos en el inicio. Algunos autores hablan de una discordancia entre la Fm Macorís y la Fm Castillo (Nadai y Winslow, 1988; Guglielmo y Winslow, 1988), la cual no ha podido ser observada.

Por último, es destacable la actuación de fallas normales en el Plioceno superior-Pleistoceno en el sector noroeste del ridge, donde se generan cuencas sedimentarias en flores negativas a las cuales llegan los sistemas clásticos de la Fm Azlor y unidad Herrera de Cuaba. Es evidente también que la mayor parte de las fallas observadas deforman materiales de edad Plioceno por lo que han actuado recientemente. En el caso de la Falla Septentrional su actividad puede considerarse muy reciente, fundamentalmente debido a la datación de depósitos de turba holocenos deformados por la Falla Septentrional en la Hoja de Villa Riva (Monthel, 2010). Estos datos permiten afirmar que la estructura del Ridge de San Francisco es activa en la actualidad.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1 Análisis geomorfológico

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

5.1.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Pimentel queda definida principalmente por los bajos desniveles de las planicies de la cuenca del Valle Oriental del Cibao y la Cordillera Septentrional al norte.

En la Cordillera Septentrional no se alcanzan grandes niveles topográficos, ya que se trata de sus estribaciones más surorientales. Su parte más notoria dentro de la Hoja se localiza en el extremo suroriental, donde se alza el Firme del Calvario.

La red de drenaje de la Hoja pertenece a la vertiente norte (o del Atlántico) y es subsidiaria del río Yuna.

La Cordillera Septentrional en este sector, presenta una densa red de drenaje de N a S, en la que los ríos principales son el Cuaba, Jaiguá y Nigua desembocando directamente en el Yuna.

El clima dominante es el tropical húmedo, con temperaturas moderadas y regulares a lo largo de todo el año. Las precipitaciones marcan la ocurrencia de dos estaciones bien diferenciadas: la húmeda y la seca. La precipitación media anual es de 1600 mm/año, con 100 mm más de lluvias al año que el resto del país. Esto se debe a la presencia de los vientos alisios y la influencia de los Haitises. En el Valle del Yuna hay gran desarrollo de canales, pero el riego se realiza principalmente aprovechando las lluvias.

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. Los agentes externos sólo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las formas estructurales tienen una importancia morfogenética notable en la Hoja de Pimentel en las estructuras montañosas, alcanzando mayor densidad en la Cordillera Central. El contacto entre el Valle del Yuna estricto con la Cordillera Septentrional no se produce de forma neta con la Falla Septentrional, ya que ésta ha sido cubierta por depósitos de carácter poligénico.

5.1.2 Estudio del modelado

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

5.1.2.1 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.Formas fluviales y de escorrentía superficial

5.1.2.2 Formas fluviales y de escorrentía superficial

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 extremos 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.

5.1.2.3 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 glacis ocupan una pequeña extensión en el W, en el bloque hundido de la Falla Septentrional.

Otro depósito que se ha cartografiado es el aluvial – coluvial, acumulado frecuentemente en las zonas bajas de los valles y que proviene de procesos fluviales y gravitacionales, es el caso del extremo NE de la Hoja, en el valle del Yasica.

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 evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos 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, especialmente representado por la llanura aluvial del río Yuna o Valle de la Vega Real.

A finales del Plioceno, la zona montañosa ya habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante la acción del encajamiento de la red fluvial, con el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques.

A partir de este momento, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa. En este tiempo también se ha producido la erosión química del agua en los carbonatos, produciente el relieve típico kárstico, con formación de dolinas y arcillas de descalcificación.

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, glacis y abanicos que pueden reconocerse. Estas características se pierden en el Valle del Yuna estricto, donde la llanura aluvial denota un proceso de acumulación de materiales que podría remontarse a inicios del Pleistoceno y desarrollarse ampliamente durante el Holoceno.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Sobre las rocas más antiguas presentes en la hoja de Pimentel, se tienen muy pocos datos acerca de su procedencia y evolución. Solamente se puede decir que las rocas que componen el Complejo de Río San Juan se han originado en el Cretácico en ambientes muy lejanos a los que ocupan hoy día, y que registran el episodio de subducción-colisión entre las placas norteamericana y caribeña, que tuvo lugar durante el Eoceno. De esta manera, en el Eoceno se tienen las primeras evidencias de exhumación de rocas de la zona de subducción, debido a que se encuentran rocas sedimentarias discordantes sobre el Complejo de Río San Juan, con presencia de clastos procedentes de estos complejos (brechas carbonatadas).

Sin embargo, es en el Eoceno superior cuando parece sellarse el evento principal de la colisión entre las placas del Caribe y de Norteamérica, a la vez que la convergencia oblicua va generando sucesivas cuencas y elevaciones adyacentes, que rápidamente son rellenas de distintos tipos de materiales de afinidad turbidítica. La colisión genera una importante discordancia angular, bien visible en muchos sectores de la Cordillera Septentrional y presente también en el ridge de San Francisco, que se registra en la base de las diferentes unidades turbidíticas que se depositan por encima (Fms Altamira y La Toca). Estas cuencas turbidíticas formadas van registrando los aportes procedentes de diferentes áreas de erosión durante el Eoceno superior y todo el Oligoceno.

A finales del Mioceno inferior o ya en el Mioceno medio tiene lugar una reactivación tectónica de la Cordillera Septentrional, que produce una elevación generalizada a partir de la formación del *restraining bend* del macizo de Río San Juan, el cual proporciona gran cantidad de material detrítico que se distribuye formando una orla alrededor (Fm La Piragua). En el ridge de San Francisco, esta fase de reactivación de relieves se registra con el depósito de la Fm El Firme, con el depósito de potentes series de conglomerados y arenas discordantes sobre la Fm La Toca. En este caso, la procedencia de los clastos de la Fm El Firme es de afinidad volcánica-plutónica ligada al desmantelamiento de las rocas de los complejos de arco-isla de la Cordillera Septentrional, y no procedentes del complejo metamórfico del Río San Juan. En este sentido es importante resaltar la migración lateral de las áreas fuentes para la Fm El Firme, muy alejadas en la actualidad. Al término de la etapa detrítica tuvo lugar la instalación de una plataforma carbonatada efímera, con desarrollo de calizas algales con macroforaminíferos (calizas de La Angostura), que constituye un episodio regional

que se puede seguir en todo el *ridge*. Seguidamente a este episodio carbonatado, relacionado con un cese en la actividad detrítica y un aumento en la productividad carbonatada, se encuentra otra fase de sedimentación clástica de afinidad turbidítica, representada por la Ud. de la Jagüita. Esta unidad registra la instalación de un nuevo surco turbidítico con aportes de areniscas con restos vegetales y de niveles de megacapas brechoides con olistolitos de calizas de plataforma somera, evidenciando una cierta inestabilidad en la sedimentación, puntuada por movimientos tectono-gravitacionales. Al final de esta etapa tiene lugar la entrada de sedimentos carbonatados muy ricos en foraminíferos planctónicos, posiblemente desarrollados sobre una discontinuidad de índole transgresiva (Fm Cuesta Blanca).

En el Mioceno superior, a partir de la discontinuidad de base de la Fm Cuesta Blanca, se registra la instalación de materiales marinos, detríticos, con areniscas laminadas y limos, muy poco carbonatados y con gran cantidad de materia orgánica, que incluyen niveles de conglomerados y arenas en las partes más noroccidentales del ridge, pasando a facies más finas hacia el suroeste (Unidad de Arroyón-Los Cafés). Este sistema parece responder al desarrollo de partes distales de plataformas dominadas por la sedimentación clástica, que evolucionan en sentido proximal-distal del noroeste al sureste. Por encima, y de forma relativamente neta tiene lugar la aparición de sedimentos más carbonatados que también muestran una variación lateral en el mismo sentido que la unidad detrítica. En el sector noroccidental se desarrollan facies arenosas, bioclásticas, con corales que se convierten hacia el techo en niveles muy ricos en corales o incluso bioconstruidos (Fm Macorís). Hacia el sureste, aparecen margas amarillas con foraminíferos planctónicos junto con areniscas laminadas de tipo turbidítico (Fm Castillo), que también muestran una evolución regresiva a techo con el desarrollo de calcarenitas bioclásticas con estructuras de tormentas y eventualmente niveles de calizas con corales en su parte más suroriental (cerca de Arenoso, Hoja de Villa Riva).

Entre el Plioceno superior y el Pleistoceno se produce la sedimentación de los primeros materiales de características continentales, situados en la parte más noroccidental del *ridge* (Ud. de Herrera de Cuaba). Se trata de unas areniscas laminadas finas, con fauna continental y unas lutitas verdes muy ricas en nódulos de limonita que se interpretan como desarrolladas en una llanura lutítica sobre la cual aparecen de forma neta niveles de conglomerados fluviales bien desarrollados en toda la parte occidental del ridge (Fm Azlor) y que constituyen secuencias típicas de ríos braided con gran cantidad de energía y sedimento. Estas unidades fluviales se

desarrollan a favor de un sistema extensional que genera el suficiente espacio de acomodación para que se depositen cientos de metros de estas formaciones. Sin embargo, la evolución del ridge, y su migración hacia el noroeste provoca la elevación de la región, dejando elevados y sometidos a la incisión a estos sistemas fluviales y desarrollando abanicos aluviales que proceden del frente montañoso de la Cordillera Septentrional. Datos obtenidos a partir de la datación de niveles de turba “subactuales”, que presentan buzamientos de más de 60 indican que la elevación del ridge de San Francisco continúa siendo activa en la actualidad debido a que la compresión oblicua entre las placas del Caribe y Norteamérica sigue siendo efectiva.

7.GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología e hidrología

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de 24,7ºC. La precipitación anual media de la región es de 2393 mm, medida en la estación de Los Jengibres, cerca del límite norte de la Hoja de Pimentel. Las precipitaciones presentan un régimen bimodal, con picos máximos en Noviembre y Mayo. Los meses más secos suelen ser Febrero y Marzo. Dentro de la hoja de Pimentel, los valores de la precipitación disminuyen progresivamente hacia el suroeste, sobre todo a medida que nos separamos de los relieves de la Cordillera Septentrional hacia el valle del Cibao. Por otro lado, la evapotranspiración media anual para el periodo comprendido entre los años 1975 a 2002 se estima en 1577,8 mm. Los valores de lluvia útil estimados para un año medio para este mismo periodo, que representan la escorrentía total en la zona, son de 816 mm. La vegetación en la Hoja está dominada por bosque tropical húmedo, siendo la parte del ridge de San Francisco muy cultivada, mientras que en la llanura del Cibao se encuentran básicamente arrozales.

En la hoja de Pimentel existen diversos cauces de agua con caudal continuo de los cuales el más importante es el Río Nagua, que arrastran un importante caudal, sobre todo en épocas de precipitaciones fuertes o ciclones. El drenaje es de tipo dendrítico, con una densidad de fina a media. Dentro de la Hoja existen 2 cuencas hidrográficas principales, que son las cuencas del Río Nagua y la del Río Yuna, pertenecientes a las unidades de la Cordillera Septentrional y de la Cuenca del Cibao, respectivamente. Por extensión y caudal la más importante es la del Río Yuna, cuyo caudal de salida supera los 3,153 hm^3/año (Eptisa, 2004).

7.1.2. Hidrogeología

Los materiales de la Hoja se incluyen dentro de la subunidad de la Cordillera Septentrional denominada Cabo Francés-Guaconejo. A esta subunidad se le estima una extensión de 872,5 km^2 de materiales permeables y 414.5 km^2 de materiales impermeables y está abierta directamente al mar hacia el Norte.

Existen diversas unidades de interés hidrogeológico en la Hoja de Pimentel, pero sobre todo, la más importante es la formada por los materiales detríticos de la llanura

de inundación del Río Yuna, que constituye un acuífero muy importante. En la Hoja no se han descrito manantiales, aunque sí la existencia de 79 pozos y 3 sondeos, destinados al uso de abastecimiento y ganadero (Eptisa, 2004).

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

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Llanura aluvial	23	Gravas, arenas y lutitas	Media Alta por porosidad intergran.	Acuíferos libres
	Abanicos aluviales y zonas pantanosas	19	Arcillas y arenas	Baja. Abanicos con predominio arcilloso	Sin acuíferos. Zonas pantanosas
	Fm Azlor	18	Conglomerados y arenas	Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres.
NEÓGENO	Fm Los Haitises y Macorís	12 y 16	Calizas y calcarenitas	Alta por karstificación y fracturación	Acuíferos libres
	Fms Villa Trina, Ayon-Los Cafés-C.Blanca y H.Cuaba	8, 9, 10, 13, 15 y 17	Margas, calcarenitas y arenas	Baja. Predominio de materiales margosos	Sin acuíferos o confinados en calcaren.
PALEÓG. NEÓG.	Unidad de La Angostura	6	Conglomerados y arenas	Media por porosidad-huecos	Acuíferos libres
	Unidad de El Firme	7	Areniscas, margas, lutitas y calcarenitas	Baja. Predominio de materiales margosos	Sin acuíferos o confinados en areniscas
EOC.	Brechas calcáreas	4	Brechas y Calizas tableadas	Alta por karstificación y fract.	Acuíferos libres
CRETÁCICO	Complejo de Río San Juan	1, 2 y 3	Serpentinas, anfibolitas, gneises	Baja por fracturación	Sin acuíferos significat.

Tabla 7.1. Cuadro de las principales unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Pimentel.

Por otro lado, las arenas y limos, en menos medida conglomerados y gravas, que definen la llanura de inundación del Yuna y a los que se le asigna una permeabilidad media, pueden poseer cierta importancia como acuífero conectado a la red hidrográfica. Así lo indican la gran cantidad de pozos de extracción que se han observado en estos materiales detríticos.

El resto de los materiales cuaternarios presentes en la hoja (terrazas, coluviones, deslizamientos, playas, etc.) presentan escaso interés hidrogeológico, a pesar de sus permeabilidades medias, debido a su escasa extensión y potencia que aseguran un

volumen de almacenamiento muy escaso, salvo quizá en el sector meridional, donde los abanicos aluviales tienen mayor importancia.

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

7.2. Recursos minerales

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

El número de canteras identificado ha sido de 13, predominando las que explotan las rocas calizas, seguidas por las explotaciones de arenas. Hay cuatro de ellas en actividad, estando el resto en funcionamiento intermitente o abandonadas. También cuatro son de tamaño grande, variando el resto de mediano a pequeño.

7.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales

7.2.1.1. Descripción de las Sustancias

Las dos sustancias principales explotadas en las canteras son: las calizas de las Formaciones Candela y Macorís y las arenas de la Formación Candela.

7.2.2. Potencial minero

La actividad en este sector está ligada al campo de las obras, fundamentalmente a la construcción, reparación y mantenimiento de construcciones diversas. Aunque los litotectos existentes en la Hoja poseen grandes reservas y serían susceptibles de aprovechamiento futuro, éste está unido al desarrollo de los dos grandes núcleos urbanos del país y de sus obras de infraestructura y comunicaciones, lo suficientemente próximos como para que la situación de los recursos de la Hoja sean económicamente interesantes.

7.2.3 Listado de Indicios

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	391851	2131081	El Firme	Arenas y cantos	Activa	Grande	Áridos
2	387426	2135654	El Firme	Calizas conglomeráticas	Activa	Pequeño	Áridos
3	369334	2137345	Azlor	Arenas y cantos	Activa	Grande	Áridos
4	375703	2133796	Macoris	Calizas conglomeráticas	Activa	Pequeño	Áridos
5	389494	2131030	Macoris	Calizas conglomeráticas	Abandonada	Pequeño	Áridos
6	389380	2135289	Macoris	Calizas conglomeráticas	Abandonada	Pequeño	Áridos
7	369273	2134828	Macoris	Arenas y calizas	Intermitente	Medio	Áridos
8	390688	2131188	Macoris	Calizas conglomeráticas	Abandonada	Pequeño	Áridos
9	372401	2131789	Azlor	Arenas y cantos	Abandonada	Grande	Áridos
10	380248	2136161	Macoris	Calizas	Abandonada	Pequeño	Áridos
11	394191	2129797	Macoris	Calizas	Abandonada	Pequeño	Áridos
12	372567	2131515	Azlor	Arenas y cantos	Abandonada	Grande	Áridos
13	372028	2137011	Azlor	Arenas y cantos	Abandonada	Grande	Áridos

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 Lugares

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

Se han seleccionado tres L.I.G., que corresponden dos de ellos a afloramientos puntuales y uno a un itinerario. El primer lugar de interés geológico corresponde a la zona que llaman La Angostura, donde se observa un cañón fluvial labrado en calizas del Mioceno inferior. El segundo corresponde a un afloramiento de los conglomerados y arenas de la Fm Azlor donde se han conservado gran cantidad de troncos fósiles. El

tercer L.I.G. corresponde a un itinerario geológico a lo largo del Río Maguá, que se puede realizar en dos tramos, y que proporciona una disección norte-sur de prácticamente todas las unidades que conforman el ridge de San Francisco.

8.3. Descripción de los Lugares.

Se describen tres L.I.G situados todos en el ridge de San Francisco. Todos ellos cuentan con buenos accesos, salvo el L.I.G. del Río Maguá, que hay que ir siguiendo el río. Su interés principal es estratigráfico, paleontológico y en menor medida, tectónico. Por su posible utilización se pueden catalogar como didácticos y científicos, en tanto que su ámbito de influencia es fundamentalmente regional.

8.3.1. L.I.G. Nº 1. Calizas de La Angostura.

El acceso a este LIG se realiza partiendo de la pista que sube a El Firme, que parte desde la Carretera de Nagua a San Francisco de Macorís, pasando por la población de Rincón Hondo. Antes de llegar a El Firme, se desvía hasta un pequeño núcleo rural conocido como Las Berenjenas, donde acaba el camino para el vehículo. A partir de ahí, el trayecto se realiza a pie, bajando hasta el Río Maguá y remontándolo hasta llegar a la intersección con el Arroyo Rinchidero, donde ya es complicado continuar.

Llegado a este punto, se observa el cañón producido por este último arroyo sobre las calizas, masivas, verticalizadas, que se han llamado en este proyecto Calizas de La Angostura, que es como se conoce este paraje en la terminología local. En este punto se puede observar la transición desde las calizas a la unidad suprayacente (Ud. La Jagüita) por medio de unas facies bioclásticas, arenosas. Debido a la existencia de un cañón estrecho, cuando el arroyo lleva agua es complicado atraversarlo, no obstante se puede ir hacia el norte con lo cual se puede observar el cambio de facies de las calizas, que en ocasiones tienen bancos con abundantes macroforaminíferos (*Lepidociclyna sp.*), y que hacia la base incluyen clastos volcánicos. El contacto con la unidad inferior (Fm El Firme) es neto, aunque se encuentra retocado por fallas inversas que son las responsables de que toda la serie se encuentre vertical y así provocar el cañón al encajarse la red fluvial.

El interés de este punto es fundamentalmente científico y en parte didáctico, y podría considerarse de interés regional, debido a que se trata de un buen afloramiento de las calizas y de sus relaciones estratigráficas con las formaciones infra y suprayacentes.

8.3.2. L.I.G. Nº 2. Conglomerados de la Fm Azlor.

El acceso a este LIG se realiza tomando la carretera que va desde San Francisco de Macorís a La Jaya, donde a unos pocos kilómetros existe una cantera de árido que se encuentra justamente en el punto de interés, en las cercanías del Arroyo de los Pocitos.

En la propia cantera se encuentran una serie de materiales detríticos, fundamentalmente conglomerados, con pasadas de arenas que muestran estratificaciones cruzadas de alto ángulo y se pueden observar geometrías canaliformes en los conglomerados, que se instalan sobre materiales lutíticos amarillentos. Estos materiales forman la Fm Azlor, desarrollada en todo el extremo noroccidental de la hoja, y el interés de este punto es, además de observar las estructuras sedimentarias, porque se encuentran frecuentes restos de flora preservada, fundamentalmente restos de troncos de árboles que se han preservado en aragonito, algunos de gran tamaño (30-40 cm de diámetro). La sustitución de la materia orgánica por aragonito es menos frecuente que la silicificación, por lo que este hecho constituye un rasgo interesante por sí mismo, pero el valor fundamental es poder clasificar las especies arbóreas de finales del Plioceno o ya del Pleistoceno inferior.

El interés de este punto es fundamentalmente científico y didáctico, y podría considerarse de interés regional, debido a que se trata de un magnífico afloramiento para observar estructuras sedimentarias tractivas y además, constituye uno de los ejemplos de preservación de flora fósil más interesantes de la isla.

8.3.3. L.I.G. Nº 3. Itinerario por el Río Maguá.

Este LIG corresponde a un itinerario compuesto por observaciones en dos tramos del Río Maguá. Al tramo más bajo estratigráficamente se accede tomando la pista que va desde Rincón Hondo a La Jagüita, donde justamente al virar la pista hacia el este se deja el vehículo y se desciende hacia al norte hasta llegar al Río Maguá, donde empieza el recorrido que se realiza a pié.

Al llegar al río se encuentran los materiales de la Ud. de la Jagüita, donde se pueden apreciar afloramientos espectaculares de la alternancia de lutitas y areniscas laminadas con restos carbonosos típica de la unidad. En este punto se puede

ascender río arriba hasta llegar incluso al contacto con las calizas de la Angostura, justamente en el punto referido como L.I.G. nº 1. En sentido río abajo se puede ir observando la sucesión estratigráfica, formando parte de una serie fundamentalmente monoclinal, buzando al suroeste, donde existen magníficos ejemplos de secuencias de Bouma en las areniscas. Después de un tramo monótono se van encontrando niveles de brechas, con clastos e incluso olistolitos de calizas, que terminan con calcarenitas. Este hecho es más frecuente paulatinamente hasta llegar a un lugar donde existe una cascada desarrollada en este tipo de facies que corresponden a megacapas en sentido genérico. A partir de aquí, se debe de volver puesto que la cascada es infranqueable.

Al segundo tramo del itinerario se accede volviendo hacia el sur un kilómetro desde el punto anterior, y cogiendo una vereda a pié que lleva al Río Maguá, donde se continúa con el itinerario aguas abajo. Al llegar al río de observan los materiales de la parte superior de la Ud. de la Jaguita y seguidamente aparecen las micritas blancas de la Fm. Cuesta Blanca, algo brechoides y con su clivaje característico. Por encima de pasa a observar la sucesión detrítica de la Ud de Arroyón-Los Cafés, durante un buen tramo del Río, y a partir de un momento, en un gran cortado producido por un meandro erosivo del río, en la pared que observar el tránsito hacia la Fm Castillo, que empieza a aflorar en las cercanías de Los Lanos, donde termina el itinerario.

El interés de este punto es fundamentalmente científico, de interés regional, debido a que se trata de una sucesión casi completa de las unidades estratigráficas que conforman el ridge de San Francisco, con afloramientos excepcionales que permiten observar las características de cada unidad.

9. BIBLIOGRAFÍA

ABBOTT, R. N., JR., DRAPER, G., KESHAV, S. (2005). UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet clinopyroxenite: An example from the Dominican Republic. International Geology Review, 47, 233–247.

ABBOTT, R. N., JR., DRAPER, G., BROMAN, B. N., (2006). P-T path for ultra high pressure garnet ultramafic rocks of the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic. International Geology Review, 48, 778–790.

ABBOTT, R. N., JR., BROMAN, B. N., DRAPER, G., (2007). UHP Magma paragenesis Revisited, Olivine Clinopyroxenite and Garnet-Bearing Ultramafic Rocks from the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic. International Geology Review, 49, 572–586.

BERMÚDEZ, P. J. (1949). Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratoir of Foraminiferal Research, Special Publication, 25, 1-322.

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

BLESCH, R. R. (1966). Mapa Geológico Preliminar, en: Mapas, Volumen 2, Reconocimiento y evaluación de los recursos naturales en la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250.000.

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

BOWIN C. (1975): The geology of Hispaniola, En: The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, 501-552.

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

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

CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992a). From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotechtonic 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 Caribeean from GPS measurements. Geophysical Research Letters 106(6), 1-8.

CONTRERAS, F. (2004). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 5974-II (Monción) y Memoria correspondiente. Proyecto "K" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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 worldedited (Mann, P. Ed., Series editor Hsü, K.J.), 247-286.

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, F.J. (2002). Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la Cuenca de Azua. Acta Geologica Hispanica. En A. Pérez-Estaún, I. Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37, 163-181.

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

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., BEETS D., CARR M., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., MAURY R., SCHELLEKENS H., SMITH A., WADGE G., WESTERNCAMP 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 expresion 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. (1980). 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.

EPTISA (2004). Informe de la unidad hidrogeológica del Valle del Cibao. Programa SYSMIN, 327 p.

ESCUDER-VIRUETE, J. Y PEREZ-ESTAUN, A. (2006). Subduction-related P– T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samaná Peninsula basement

complex, northern Hispaniola, International Journal of Earth Sciences (Geol Rundschau), 95, 995–1017.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007). Tectonica y geoquimica de la formación Amina: registro del arco isla Caribeno primitivo en la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletín Geológico y Minero 118 (2), 221-242.

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

ESCUDER VIRUETE J., 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 tectonomagmaticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas acidas relacionadas de la formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, Republica Dominicana. Boletín Geologico 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 anda ges 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., 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.

ESCUDER VIRUETE, J., JOUBERT, M., URIEN, P., FRIEDMAN, R., WEIS, D., ULLRICH, T., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008). Caribbean island-arc rifting and

back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. Lithos 104, 378-404.

ESCUDER VIRUETE, J., 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.

ESCUDER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2009). Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. International Journal of Earth Sciences 98, 407-425.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDER VIRUETE J. (2007). Estratigrafia del Cretacico Superior de la Cordillera Oriental de la Republica Dominicana. Boletin Geologico 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 (Samana´ Peninsula, Dominican Republic). Geodinamica Acta 13, 119-132.

GUGLIELMO, G. JR. (1986). Push-up structure in a transpressional environment: Northeastern Hispaniola. M.A. Thesis. City College of New York, New York, 52 pp.

GUGLIELMO, G. JR. Y WINSLOW, M. A. (1988). Geology of the eastern San Francisco push-up. En: Barker, l. (ed.), Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference, Dover Beach, Barbados. St. Michael, Barbados, Energy and Natural Resources Division, 18.1-18.20.

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

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

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

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

JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., LOPEZ, A., DEMETS, C., DIXON, T.H., MANN, P. & CALAIS, E. (2000). Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean from GPS geodesy. Tectonics 19**,** 1021-1037.

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

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

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

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

KESLER, S.E., RUSSELL, N., AND MCCURDY, K. (2003). Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfi dation 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 signifi cance 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.

KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A., AND FONDEUR, L. (1990a). Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: 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, 173-185.

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

LAPIERRE, H., 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 remmant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. Journal of Geology 105, 111-120.

LEBRON, M. C., MANN, P. (1991). Geologic map of the eastern Dominican Republic, in Geologic and Tectonic Development of the North American-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola, edited by P. Mann, G. Draper, and J. F. Lewis, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 262, scale 1:150,000.

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

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

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

LEWIS, J.F., HAMES, W. E., DRAPER, G., (1999). Late Jurassic Ocean Crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte Complex, Hispaniola: A discussion. Journal of Geology, 107, 505-508.

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

LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acrecion 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.

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

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.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.

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

MANN, P.; PRENTICE, C.; KING, W.; DEMETS, C.; WIGGINS-GRANDISON, M.; BENFORD, B. (2008). Late Quaternary Activity and Seismogenic Potential of

the Gonave Microplate: Plantain Garden Strike-Slip Fault Zone of Eastern Jamaica. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #T11B-1869.

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., LEWIS, J.F., SCHELLEKENS, J. (1994). Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. Tectonics, 13, 725-732.

MONTHEL, J. (2010): Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja E.1:50.000 nº 6273-IV (Villa Riva). Programa SYSMIN, Dirección General de Minería, Santo Domingo.

MUTTI, E., TINTERRI, DI BIAE, D., FAVA, L., MAVILLA, N., ANGELLA, S. Y CALABRESE, L. (2000). Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic sysmes. Rev. Soc. Geol. España, 13, 2, 165-190.

MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D. Y CAVANNA G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, 20, 733-755.

NADAI, A. (1987). Tectonostratigraphy of the San Francisco ridge area in the northeasthern Cibao Valley, Dominican Republic. M.A. thesis. City College of New York, New York, 34 pp.

NADAI, A., WINSLOW, M. (1988). Tectonostratigraphy of the San Francisco ridges area in the northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. En: Barker, L. (Ed.), Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference, Dover Beach, Barbados. St. Michael, Barbados, Energy and Natural Resources Division, 20.1-20.11.

PALMER, H. C. (1979). Geology of the Moncion-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.

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

PÉREZ-VALERA, F. Y ABAD DE LOS SANTOS, M. (2010). Informe estratigráfico y sedimentológico del Proyecto SYSMIN II y ampliaciones. Santo Domingo, República Dominicana.

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.

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.

RODRÍGUEZ TORRES, R. R., CAPELLÁN, R. L, TAVARES, I. Y REYES, S. C. (1985). Carta geológica de la República Dominicana. Edición preliminar. Naciones Unidas. PNUD y Dirección General de Minería. Escala 1:200.000.

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

TAYLOR, 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.

WINSLOW, M. A., GUGLIELMO, G. JR., NADAI, A. C., VEGA, L. Y MCCANN W. R. (1991). Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En: Mann, P., Draper, G., Lewis J. (Eds.), Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 262, 301-313.