



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL  
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO  
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

**ESCALA 1:50.000**

**ESPERANZA**

**(6074-IV)**

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

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

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

#### CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. José Ignacio Ramírez Merino (INYPSA)

#### COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. José Ignacio Ramírez Merino (INYPSA)

#### SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

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

#### MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

#### PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

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

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

#### GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

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

#### GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

#### MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

#### TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

#### INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

#### DATAACIONES ABSOLUTAS

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

#### DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

#### SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

#### SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

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

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

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

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

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

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

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto: Cordillera Septentrional, sector Occidental
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

## RESUMEN

La Hoja de Esperanza está situada en el noroeste de la República Dominicana perteneciendo en su mitad nordoriental al dominio de la Cordillera Septentrional y en la sudoroccidental, al dominio del Valle de Cibao.

El relieve es contrastado, entre los menos de 80 m s.n.m. del valle de río Yaque del Norte en el extremo occidental de la Hoja, y las cotas de 1200 m que se alcanzan en la Loma Diego de Ocampo. El resto del sector de la Cordillera Septentrional aquí representado mantiene cotas comprendidas entre los 600 y 900 m s.n.m.

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

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

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

Así, durante el resto del Paleógeno y hasta el Mioceno inferior-medio, se sedimentan las Fms. Altamira, con sus respectivos miembros El Ranchete, Cañada Bonita y El Limón, y La Toca, de naturaleza fundamentalmente siliciclástica, y en menor medida carbonatada.

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

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

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

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

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

## ABSTRACT

The Esperanza sheet is located in the northwest of the Dominican Republic. The northeastern half of the sheet represents the Cordillera Septentrional domain while the southwestern one represents the Valle del Cibao domain.

The abrupt relief ranges in elevation from less than 80 m at the Yaque del Norte River Valley on the western part of the sheet to 1,200 m in La Loma Diego de Ocampo area.

The elevation of the rest of the Cordillera Septentrional Sector represented here varied between 600 to 900 m.

Age-wise, outcropping geological series mapped in this area range from Cretaceous until present-day sedimentary materials.

The base of the stratigraphical sequence consists of the Complejo de Palma Picada Cretaceous-Paleocene island-arc intrusive complex showing basic to intermediate geochemical composition with interbedded pyroclastic flows associated with a volcanic arc event. Los Hidalgos Fm overlies the latter and has a mixed volcano-sedimentary nature of calcareous and tuffitic composition that is lower to middle Eocene in age.

These units exhibit the deformation produced by the collisional event between the North American and Caribbean Plates, which came to an end in Upper Eocene times, at which time a series of turbiditic basins formed as a result of a left-lateral transtensive tectonic event triggered by the oblique convergence between both plates.

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

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

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

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

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

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

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Metodología.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2. Situación geográfica, fisiografía y economía.....</b>	<b>4</b>
<b>1.3. Marco Geológico.....</b>	<b>8</b>
<b>1.4. Antecedentes.....</b>	<b>13</b>
<b>2. ESTRATIGRAFIA.....</b>	<b>15</b>
<b>2.1. Dominio de la Cordillera Septentrional.....</b>	<b>15</b>
<u>2.1.1. Cretáceo superior- Paleógeno.....</u>	<u>23</u>
2.1.1.1. Complejo de Palma Picada (1). Rocas volcánicas y vulcanoderivadas: coladas basálticas, niveles piroclásticos, tobas. Cretáceo superior-Eoceno inferior. $K_2-E_1$ . .....	23
2.1.1.2. Formación Los Hidalgos (2). Tufitas cacáreas y limolitas con intercalaciones de calizas micríticas recristalizadas de colores grises y verdosos, estratificadas en capas gruesas. Eoceno inferior-medio. $P_1^{1-2}$ . .....	26
<u>2.1.2. Eoceno medio-Mioceno inferior-medio.....</u>	<u>28</u>
2.1.2.1. Formación Altamira. Miembro Ranchete (3). Brechas y conglomerados polimícticos con cantos de andesitas y calizas. Eoceno superior. $P_2^3$ . .....	29
2.1.2.2. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (4). Alternancias de areniscas grauváquicas, limolitas y arcillas margosas. Localmente, niveles conglomeráticos. Eoceno superior-Oligoceno. $P_2^3-P_3$ . .....	30
2.1.2.3. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (5). Conglomerados polimícticos bien redondeados y cementados. Eoceno superior-Oligoceno. $P_2^3-P_3$ . .....	33
2.1.2.4. Formación Altamira. Miembro El Limón inferior. (8). Conglomerados polimícticos clastosoportados. Oligoceno superior. $P_3$ . .....	33
2.1.2.5. Formación Altamira. Miembro El Limón intermedio. (9). Alternancias rítmicas de areniscas y margas arcillosas con intercalaciones de calizas micríticas blanquecinas y calizas arrecifales ocasionalmente slumpizadas. Oligoceno superior. $P_3$ . .....	34
2.1.2.6. Formación Altamira. Miembro El Limón superior (10). Conglomerados polimícticos clastosoportados, bien cementados. Oligoceno superior. $P_3$ . .....	35
2.1.2.7. Formación Altamira. Miembro La Pocilguita. (11). Alternancias rítmicas de areniscas y arcillas margosas. Ocasionales niveles calcareníticos. Oligoceno superior-Mioceno inferior-medio?. $P_3-N_1^2$ . .....	36

2.1.2.8. Formación La Toca. (6). Alternancias rítmicas de areniscas y margas arcillosas. Ocasionales niveles conglomeráticos. Oligoceno-Mioceno inferior-medio?. P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> <sup>2</sup> .....	37
2.1.2.9. Formación La Toca. (7). Conglomerados polimícticos bien redondeados y cementados. Oligoceno. P <sub>3</sub> .....	38
<b><u>2.1.3. Mioceno superior-Plioceno Inferior.....</u></b>	<b><u>39</u></b>
2.1.3.1. Formación Los Haitises. (13). Calizas micríticas de tonos blanquecinos y cremas con ocasionales parches de calizas arrecifales. Mioceno superior-Plioceno inferior. N <sub>1-2</sub> <sup>3-1</sup> .....	40
<b>2.2. Dominio de la Cuenca del Cibao .....</b>	<b>41</b>
<b><u>2.2.1. Mioceno superior-Plioceno superior.....</u></b>	<b><u>42</u></b>
2.2.1.1. Fm. Cercado. (12). Alternancia de areniscas de grano muy fino y lutitas calcáreas. Niveles de yesos secundarios centimétricos intercalados. Mioceno superior. N <sub>1</sub> <sup>3</sup> .....	42
2.2.1.2 Fm Gurabo. (14). Margas grises masivas, con intercalaciones centimétricas de areniscas de grano fino hacia techo. Plioceno inferior-medio. N <sub>2</sub> <sup>1-2</sup> .....	44
2.2.1.3. Fm Mao Adentro (15). Calizas arrecifales y calizas micríticas cremas. Localmente, margas calcáreas e intercalaciones de areniscas. Plioceno inferior-medio. N <sub>2</sub> <sup>1-2</sup> .....	45
2.2.1.4. Fm. Mao. (16). Areniscas masivas con niveles conglomeráticos, eventualmente alternantes con niveles de lutitas arenosas. Plioceno medio-superior. N <sub>2</sub> <sup>2-3</sup> .....	46
<b>2.3. Cuaternario.....</b>	<b>48</b>
<b><u>2.3.1. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial .....</u></b>	<b><u>48</u></b>
2.3.1.2. Depósitos de piedemonte de bajo ángulo, antiguos. (18). Conglomerados polimícticos heterogranulares en matriz limoarenosa con niveles de limos arcillosos intercalados. Pleistoceno. Q <sub>1-3</sub> . Depósitos de piedemonte de bajo ángulo, recientes. (22). Limos y arcillas arenosos de tonos rojizos. Localmente, gravas. Holoceno. Q <sub>4</sub> . .....	49
2.3.1.3. Terrazas altas (19). Conglomerados con cantos redondeados. Pleistoceno. Q <sub>1-3</sub> . Terrazas medias (20). Conglomerados con matriz arenosa. Niveles arenosos. Pleistoceno. Q <sub>1-3</sub> . Terrazas bajas (25). Arenas y gravas. Limoarcillas. Holoceno. Q <sub>4</sub> . .....	50
2.3.1.4. Aluviales (28). Cantos, gravas, arenas y limos. Holoceno. Q <sub>4</sub> .....	51
2.3.1.5. Llanura de inundación (29). Gravas y cantos, arenas y limoarcillas. Holoceno. Q <sub>4</sub> . Canales abandonados (30). Arcillas y limos con arenas y gravas. Holoceno. Q <sub>4</sub> . .....	52
<b><u>2.3.2. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional .....</u></b>	<b><u>52</u></b>
2.3.2.1. Deslizamientos de ladera (21). Bloques principalmente de naturaleza calcárea, cantos, gravas y arcillas. Holoceno. Q <sub>4</sub> . .....	52
<b>3. PETROLOGÍA , GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA .....</b>	<b>54</b>



---

<b>3.1. Petrología.....</b>	<b>54</b>
<u>3.1.1. Petrología de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero – (unidad cartográfica N° 1) .....</u>	<u>54</u>
3.1.1.1. Tipos petrológicos del Complejo de Palma Picada en la Hoja de Esperanza .....	55
<b>3.2. Geoquímica.....</b>	<b>59</b>
<u>3.2.1. Geoquímica de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero –.....</u>	<u>59</u>
3.2.1.1 Descripción geoquímica de los materiales.....	59
3.2.1.2. Toleitas de arco isla (IAT), grupo I .....	61
3.2.1.3. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II .....	61
3.2.1.4. Andesitas calco-alcalinas, grupo III.....	62
<b>3.3. Dataciones absolutas .....</b>	<b>69</b>
<b>4. TECTÓNICA.....</b>	<b>77</b>
<b>4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional y Cuenca de Cibao .....</b>	<b>77</b>
<b>4.2. La estructura de la Hoja de Esperanza (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional). .....</b>	<b>83</b>
<u>4.2.1. La estructura de los bloques de Altamira y la Toca.....</u>	<u>87</u>
<u>4.2.2. Estructura de la Cuenca de Cibao.....</u>	<u>89</u>
<b>4.3. Principales discordancias y edad de la deformación.....</b>	<b>90</b>
<b>4.4. Tectónica activa y sismicidad.....</b>	<b>91</b>
<b>5. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>97</b>
<b>5.1. Análisis geomorfológico .....</b>	<b>97</b>
<u>5.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	<u>98</u>
5.1.1.1. Formas estructurales .....	98
5.1.1.2. Formas fluviales .....	99
5.1.1.3. Formas gravitacionales .....	100
5.1.1.4. Formas poligénicas o de difícil adscripción.....	101
<b>5.2. Evolución e historia geomorfológica .....</b>	<b>102</b>
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA.....</b>	<b>104</b>

---

<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....</b>	<b>108</b>
<b>7.1. Hidrogeología .....</b>	<b>108</b>
<u>7.1.1. Climatología e hidrología.....</u>	<u>108</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología .....</u>	<u>109</u>
<b>7.2. Recursos minerales .....</b>	<b>111</b>
<u>7.2.1. Sustancias energéticas .....</u>	<u>111</u>
<u>7.2.2. Rocas industriales y minerales metálicos.....</u>	<u>111</u>
7.2.2.1. Minerales Metálicos .....	111
7.2.2.2. Rocas Industriales.....	113
7.2.2.3. Potencial Minero .....	113
<b>8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO .....</b>	<b>114</b>
<b>8.1. Introducción .....</b>	<b>114</b>
<b>8.2. Relación de los L.I.G.....</b>	<b>114</b>
<u>8.2.1. L.I.G. nº 1. Firme de La Lomota de Altamira.....</u>	<u>115</u>
<u>8.2.2. L.I.G. nº 2. Mbs. El Limón y La Pocilguita en el Arroyo Las Lavas.....</u>	<u>115</u>
<u>8.2.3. L.I.G. nº 3. La Fm. Los Haitises en el Arroyo Arrenquillo.....</u>	<u>116</u>
<b>9. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>117</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1 Metodología

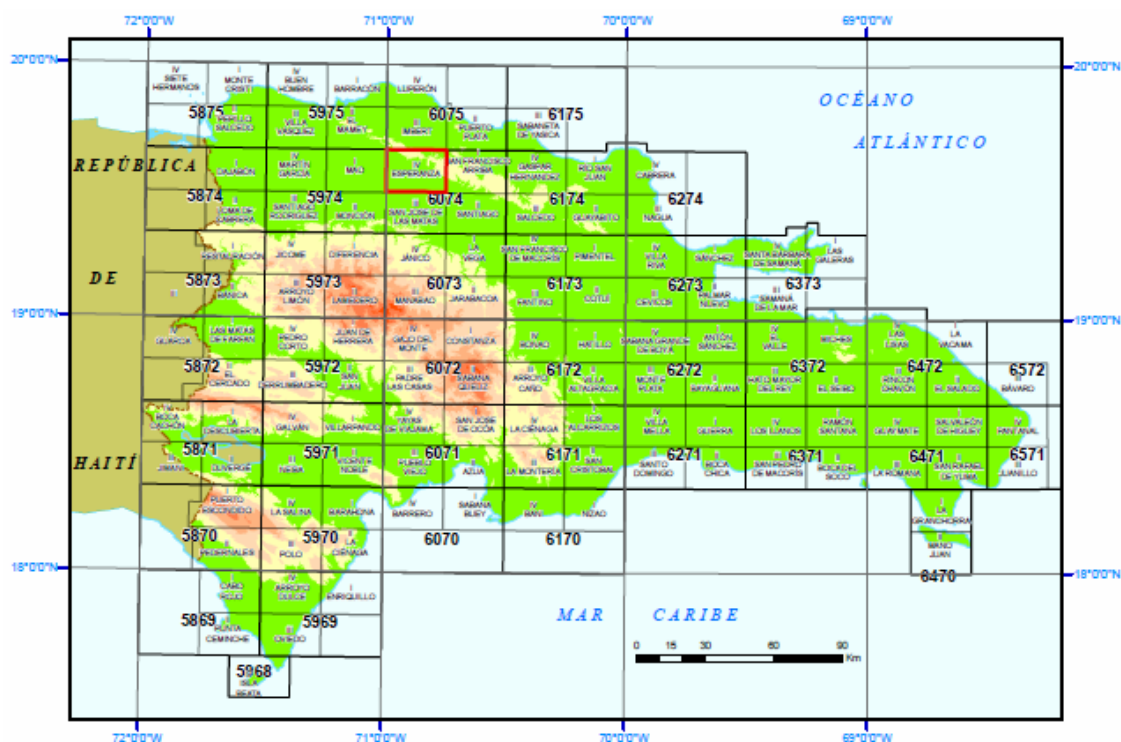
Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, el levantamiento geológico y minero del país mediante el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

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la práctica totalidad del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Figs. 1.1.1 y 1.3.3):

#### Zona Norte:

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

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



**Fig. 1.1.1.** Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Esperanza (6074-IV)

Zona Sureste:

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

- ✓ Las Lisas (La Vacama, 6472-I; y El Salado, 6472-II)
- ✓ Bávaro (Bávaro, 6572-III)

Zona Sur:

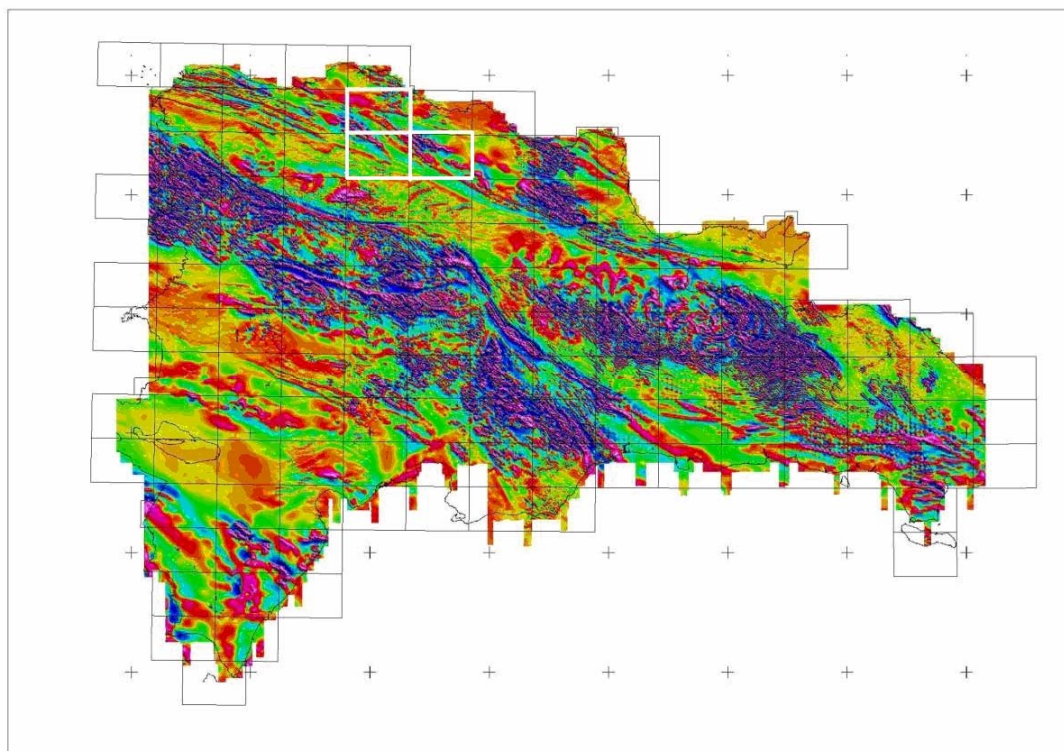
- ✓ Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- ✓ Baní (Nizao, 6071-I; y Baní, 6071-IV)

Zona Suroeste:

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

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

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Esperanza se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes, ha sido de gran utilidad el mapa de gradiente vertical de la República Dominicana (Fig. 1.1.2).



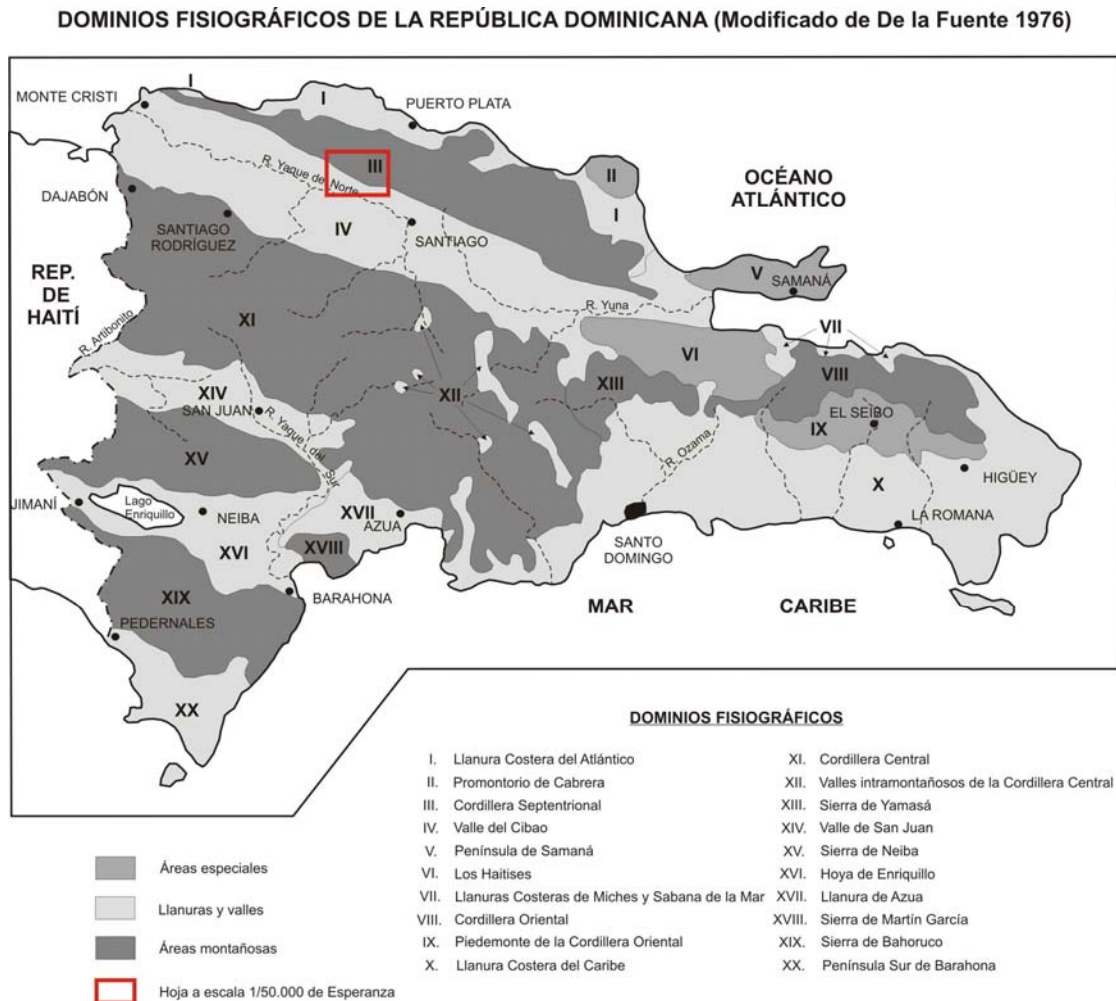
**Fig. 1.1.2.** Mapa de gradiente vertical de la República Dominicana. Se indica la situación de la Hoja de Esperanza, junto a sus vecinas de San Francisco Arriba (E) e Imbert (N).

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (Santiago, 6074).

## 1.2. Situación geográfica, fisiografía y economía

La Hoja de Esperanza (6074-IV) está ubicada en el Noroeste de la República Dominicana, a unos 170 Km de la capital Santo Domingo por la Autopista Duarte y a unos 20 Km al Oeste de Santiago de los Caballeros, segunda ciudad en importancia del país.

Desde el punto de vista fisiográfico la mitad nordoriental de la Hoja pertenece a la Cordillera Septentrional, consituyendo un fuerte relieve montañoso que domina sobre el Valle del Cibao, el cual presenta un territorio relativamente llano que ocupa la mitad sudoccidental. Ambos son dos de los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (Fig. 1.2.1).



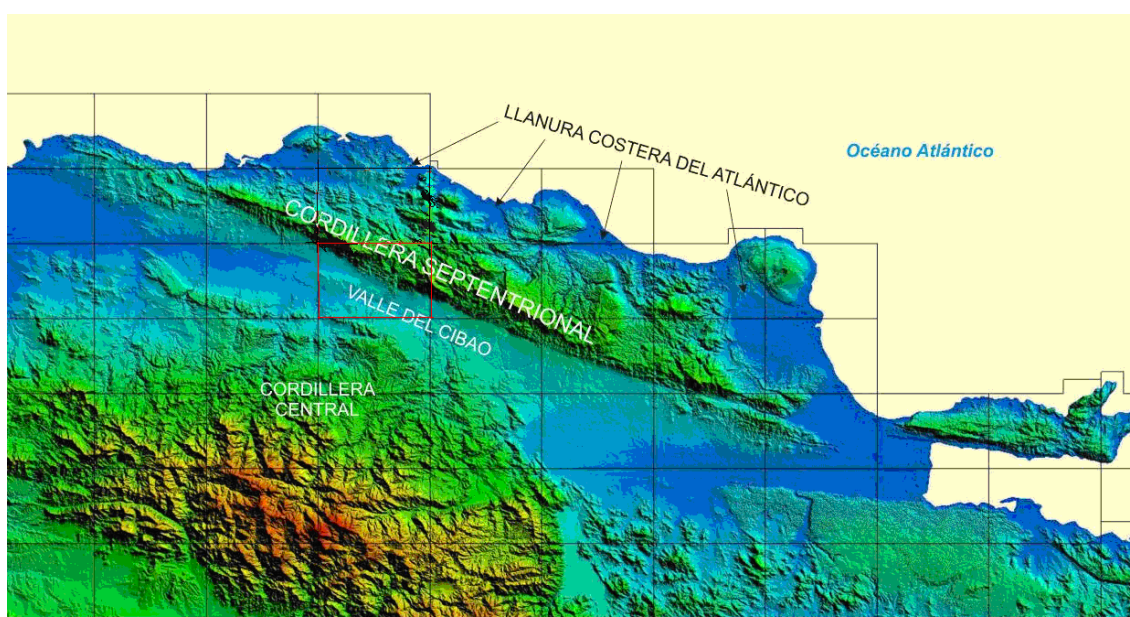
**Fig. 1.2.1.** Esquema de situación de la Hoja de Esperanza en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana

La línea de cumbres de la Cordillera alcanza su cota máxima en la Loma Diego de Ocampo (1249 m), perdiendo paulatinamente altura en dirección ESE-ONO a través de la Loma La Sierra (960 m) y las Lomotas de Santiago (760 m) y Altamira (940 m). El relieve de la Cordillera Septentrional es asimétrico, siendo la vertiente meridional muy escarpada debido a la existencia de la Falla Septentrional, que genera diferencias de cotas de algunos cientos

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

El Valle del Cibao presenta una orografía de gran planitud, con una suave elevación intermedia que sirve de asiento a la población de Esperanza, al sur de la cual discurre la llanura aluvial del río Yaque del Norte, que discurre igualmente en sentido ESE-ONO. Esta llanura, definida por el marcado carácter meandriforme del río, alcanza una anchura máxima que supera los 5 Km en el borde O de la Hoja.

En el borde sur de la misma llega a aparecer el límite de las primeras estribaciones de la Cordillera Central, en la Loma Come Gente, al O de la localidad de Guatapanal.



**Fig. 1.2.2.** Modelo digital del terreno de la Cordillera Septentrional y situación de la Hoja de Esperanza.

La red fluvial, aparte de río Yaque del Norte, el cual constituye el río más largo (296 Km) y de mayor cuenca (7044 Km<sup>2</sup>) de toda la República Dominicana, está formada por pequeños cauces, muchos de los cuales tienen carácter estacional. Con carácter permanente cabe citar al río Grande, que drena la esquina NE de la Hoja. Hay que resaltar el intenso



aprovechamiento de los recursos hídricos, existiendo numerosos canales que retraen recursos a los cauces y los distribuyen con fines agrícolas.

El clima en la región es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de los 26°C en la estación de Santiago. Sin embargo, existe un acusado control altitudinal de las temperaturas, dada la fuerte orografía de la Cordillera, que las suaviza en las altas lomas. También las precipitaciones medias anuales se ven influenciadas por la topografía, variando regionalmente desde los 1800 mm/anuales de Puerto Plata en la costa a los 900 mm/anuales de Santiago y Valle del Cibao, pasando por los 2000 mm/anuales de Altamira, situado en el centro de la Cordillera.

Desde el punto de vista administrativo, la Hoja pertenece a las provincias de Puerto Plata, Santiago y Valverde. Los principales núcleos de población son Esperanza, Navarrete y Villa Gonzalez, todos ellos con unos pocos miles de habitantes y situados en el Valle del Cibao, siendo el resto de las localidades pequeños pueblos situados al pie de la Cordillera, como Jicomé Arriba o Palmar Abajo, o en su interior, tales como Cañada Bonita, El Limón o El Mamey.

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

Por último, la actividad económica en la zona está dominada por la agricultura, principalmente tabaco, plátanos y maíz en la llanura del Cibao y por la ganadería de bovino y ovino en forma de grandes explotaciones de fincas, estando la agricultura en el sector de la Cordillera relegada al cultivo de víveres en pequeños conucos para el abastecimiento cotidiano de la población. Una industria en expansión resulta de la explotación de los materiales detríticos de los sistemas de abanicos aluviales que bajan de la Cordillera como áridos de construcción, principalmente destinados a la cercana ciudad de Santiago.

### 1.3. Marco Geológico

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco-isla Cretácico caribeño, que ocurrió fundamentalmente en el periodo Eoceno-Mioceno Inferior y continúa en la actualidad (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas (Fig. 1.3.1). Cada una de estas zonas presenta características geológicas que la distinguen de sus zonas contiguas y en general, sus límites coinciden con alineaciones morfoestructurales bien definidas.



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

Por otra parte, basándose en su diferente historia geológica, la isla de la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas que han sido yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno Superior/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden

(ZFEPG) (Fig. 1.3.2). Las rocas de estas unidades están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran las deformaciones relacionadas con la colisión oblicua arco-continente y, más recientemente, con la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois et al., 1983; Mann et al., 1991, 1995; Calais et al., 1995; Dolan et al., 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; Brink et al., 2009).



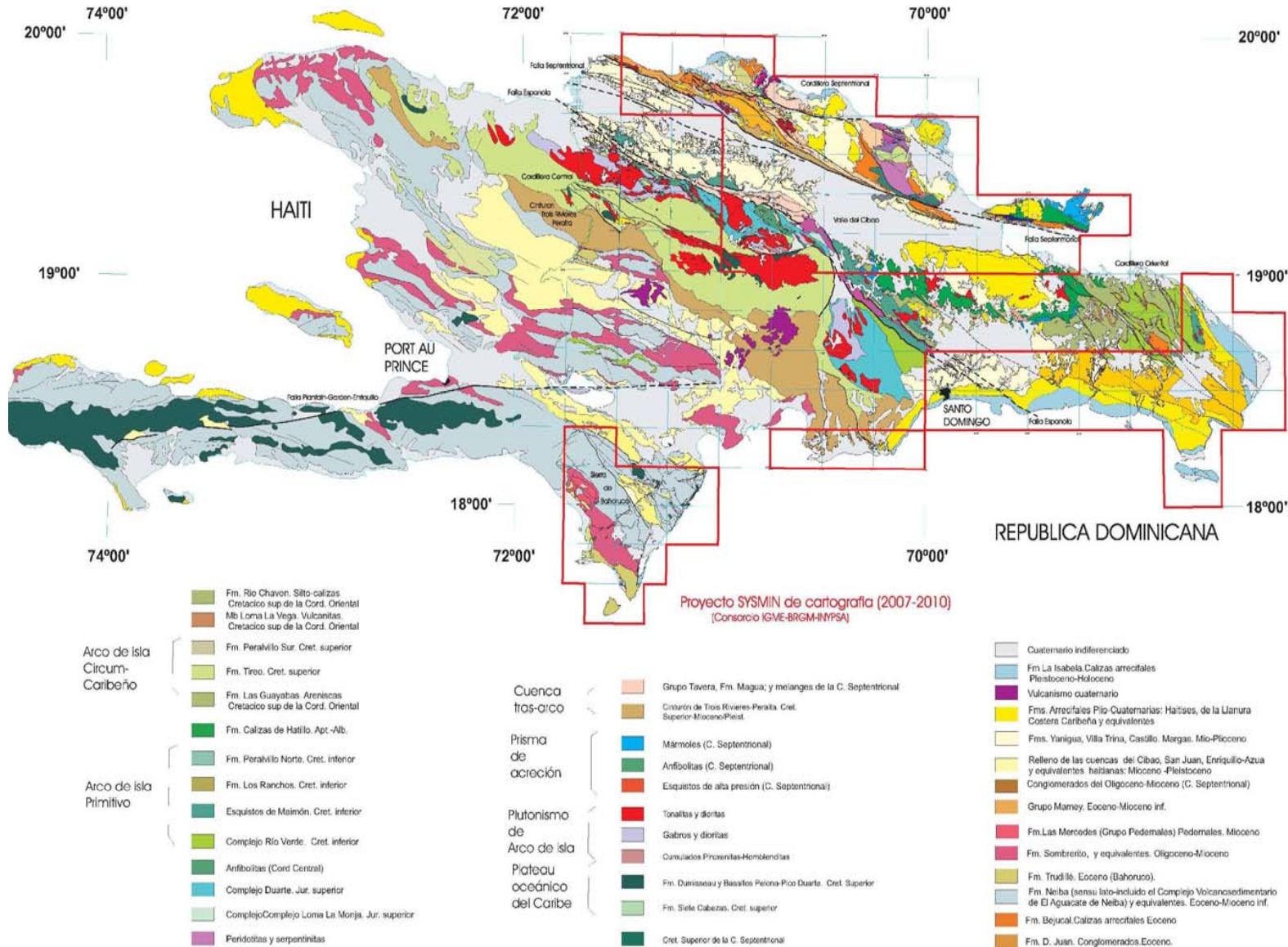
**Fig. 1.3.2.** Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann et al. (1991): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'île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

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

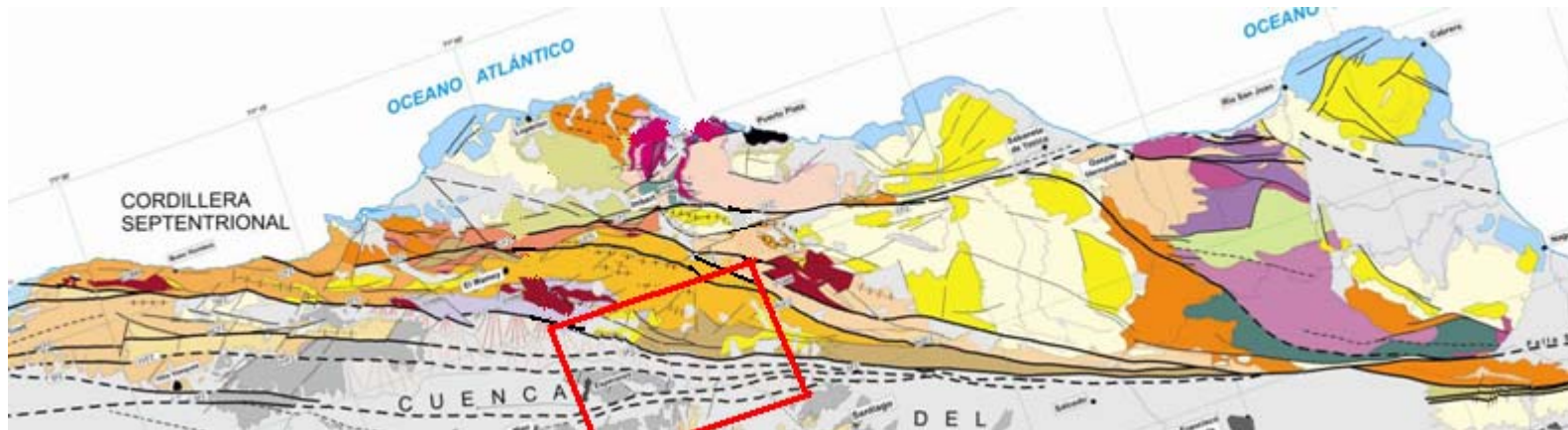
En la Hoja de Esperanza están representados dos dominios geológicos o tectonoestratigráficos que son prácticamente coincidentes con los dominios fisiográficos referidos en el epígrafe anterior. La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras uno corresponde a grandes rasgos a terrenos alóctonos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

Dichos dominios tectonosedimentarios son los siguientes:

- Dominio de la **Cordillera Septentrional y Península de Samaná**, limitado al Norte por el Océano Atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados en la Cordillera Septentrional pertenecen a diversos dominios sedimentarios depositados sobre distintos complejos de basamento. En la Cordillera Septentrional (Fig. 1.3.4) está representado un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: a) los complejos de basamento formados por rocas de alta presión y que asocian, o a los que se asocian, olistostromas y mëlanges de matriz serpentínica que igualmente incorporan rocas de alta presión (complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná); b) pequeños complejos de basamento dominados por rocas volcánicas y vulcanosedimentarias y con algunas intrusiones plutónicas, formados por fragmentos del arco de isla colisionado (El Carcheal, Palma Picada – o El Paradero - y Pedro García); y c) la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno. Además, hay que considerar las formaciones eminentemente carbonatadas del Mioceno Superior-Plioceno (Fm Los Haitises y equivalentes) y resto de formaciones cuaternarias que reposan discordante sobre todo el dispositivo anterior (Donnelly y Rogers 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper y Gutierrez Alonso, 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves et al. 2000; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela *et al.*, 2008).
- Dominio de la **Cuenca del Cibao**, rellena por un conjunto de materiales de cobertera limitado al Sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior a Plioceno Superior, podría superar los 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional que constituye el límite Norte del dominio. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja, que incluye en la parte alta del Plioceno la formación de subcuencas, dispuestas de forma escalonada, en las que se acumularon grandes espesores de sedimentos. A estos materiales hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el valle del Yaque del Norte.



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



**LEYENDA**

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

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

#### 1.4. Antecedentes

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

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

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

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

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

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

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



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

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

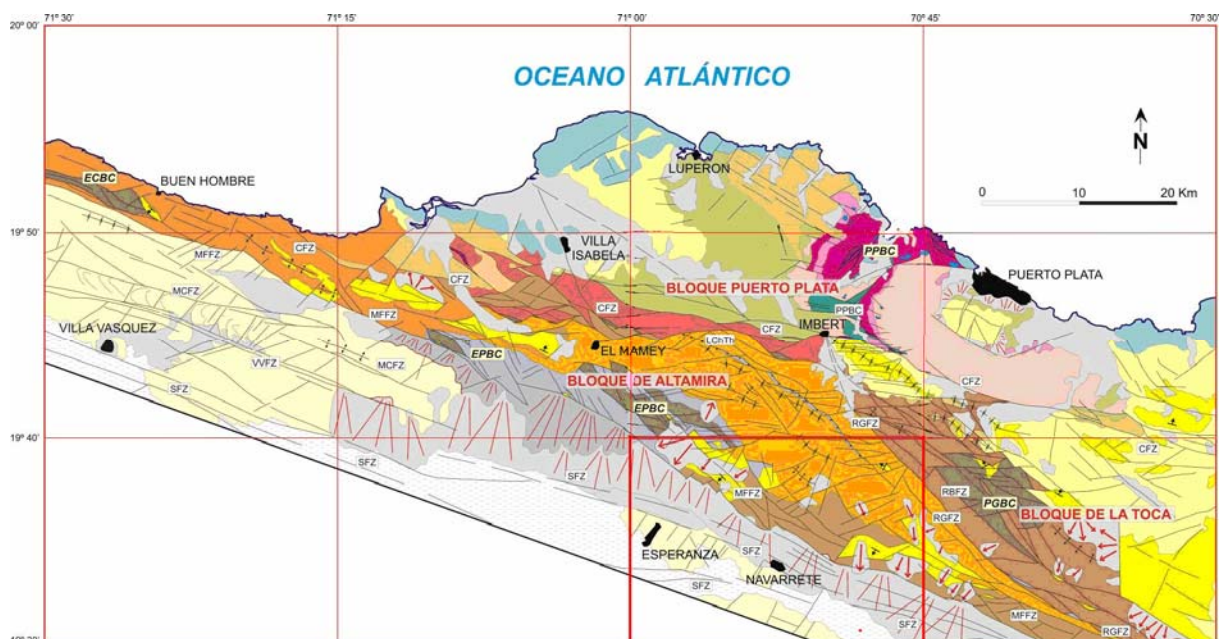
## **2. ESTRATIGRAFIA**

### **2.1. Dominio de la Cordillera Septentrional**

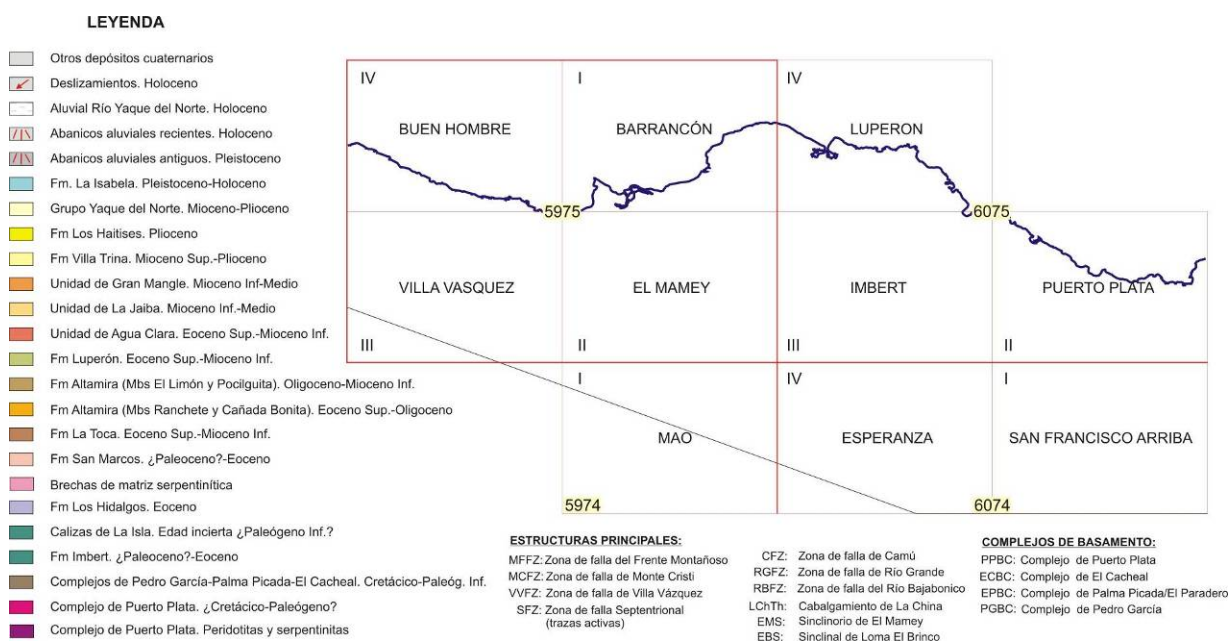
La Cordillera Septentrional está formada por unos complejos de rocas volcánicas, plutónicas y metamórficas, de edad Cretáceo-Paleógeno inferior? y de diversas características y orígenes, que constituyen el sustrato de las cuencas sedimentarias de edad Eoceno medio-Plioceno que se desarrollan discordantes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

Se localizan, por un lado, complejos formados mayoritariamente por rocas metamórficas, con rocas plutónicas y volcánicas en menor grado, situadas al norte de la Falla de Camú (Complejo de Puerto Plata), y de la Falla Septentrional (Complejo de Río San Juan, Nagle, 1979; Pindell y Drapper, 1991) y complejos de rocas ígneas, volcánicas y plutónicas (El Carcheal, Palma Picada y Pedro García), situados entre la zona de falla de Camú y la Zona de falla Septentrional, sin metamorfismo y con una cierta influencia de procesos

vulcanosedimentarios (Eberle *et al.*, 1982; Muff y Hernández, 1986; Calais *et al.*, 1992). Estas diferencias en el sustrato dieron lugar a una primera división de la Cordillera Septentrional en bloques, propuesta por de Zoeten (1988), y seguida por de Zoeten y Mann (1991, 1999), donde definen tres bloques diferentes, denominados Bloque de Altamira, Bloque de La Toca y Bloque de Puerto Plata, separados por zonas de falla (Zona de falla de Río Grande y Zona de falla de Camú). Además de las diferencias en el sustrato de cada Bloque, también argumentan diferencias estratigráficas y sedimentológicas en las unidades sedimentarias depositadas sobre los complejos ígneos y metamórficos en cada Bloque, distinguiendo diversas formaciones, que ha dado lugar a una terminología estratigráfica amplia pero que, en ocasiones, ha resultado confusa. Por todo ello, en la Cordillera Septentrional, uno de los objetivos prioritarios de este proyecto ha sido el de comprobar la nomenclatura y criterios estratigráficos existentes previamente, y su funcionalidad. A partir de los nuevos datos cartográficos, estratigráficos y sedimentológicos obtenidos, se ha intentado establecer una estratigrafía conjunta para toda la Cordillera Septentrional de manera que se pueda entender mejor la evolución geológica de la cadena.



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

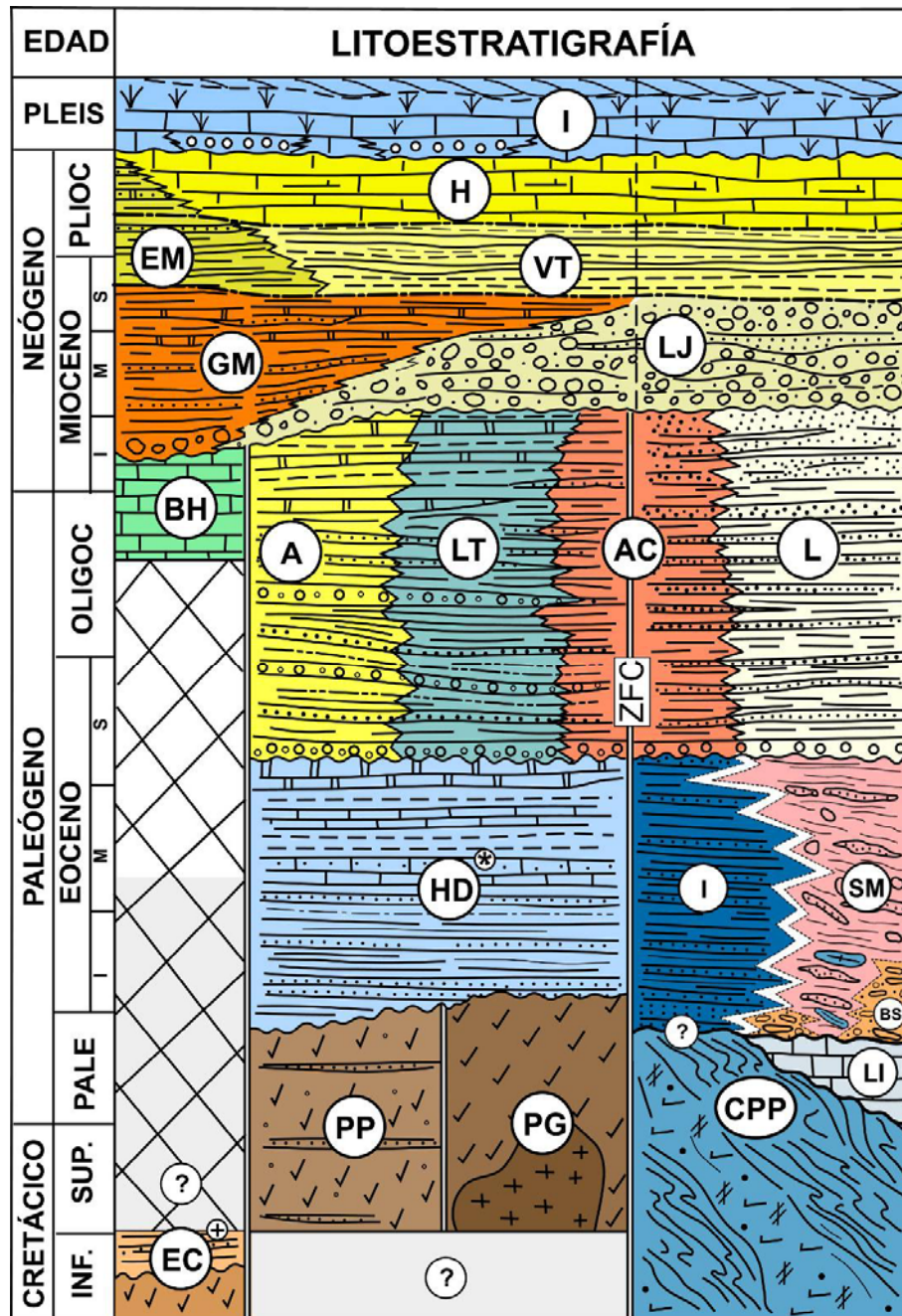


**Fig 2.1.2.-Leyenda del Esquema Geológico de la Cordillera Septentrional.**

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

En el esquema estratigráfico de la mitad occidental de la cordillera (Fig. 2.1.3) se han considerado dos sectores: *el sector de Imbert-Puerto Plata*, que coincide completamente con el referido bloque de Puerto Plata y *el sector de El Mamey-Altamira-La Toca*, que básicamente agrupa los bloques de Altamira y la Toca de de Zoeten (1988) y de Zoeten y Mann (1991, 1999), en donde se encuadra la Hoja de Esperanza y da mayor relevancia a la

zona de El Mamey, donde se han identificado formaciones (algunas de nueva denominación) de gran importancia para el conocimiento de la evolución de la cordillera.



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

### *Sector de El Mamey-Altamira-La Toca*

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

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

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

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

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

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

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

#### *Sector de Imbert-Puerto Plata*

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

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

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

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

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

Por encima de la Fm. Luperón se ha reconocido una unidad fundamentalmente conglomerática, aunque también presenta importantes niveles de arenas, poco



consolidadas, anaranjadas, similares a las que presenta la Fm. Luperón. Esta unidad, de nueva denominación, recibe el nombre de *Unidad de La Jaiba*.

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

### 2.1.1. Cretáceo superior- Paleógeno

Comprende las rocas más antiguas de la Hoja, pertenecientes al Complejo de Palma Picada, que se localizan en el Bloque de Altamira. También pertenecen a este intervalo de edades las rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias agrupadas en la Fm Los Hidalgos, que se disponen a modo de cobertera sobre dicho complejo.

2.1.1.1. Complejo de Palma Picada (1). Rocas volcánicas y vulcanoderivadas: coladas basálticas, niveles piroclásticos, tobas. Cretáceo superior-Eoceno inferior. K<sub>2</sub>-E<sub>1</sub>.

Las únicas referencias que se tienen en la bibliografía de esta unidad en el área de Palma Picada (Hoja de Imbert) indicaban que se trataba de una unidad compuesta por rocas intrusivas (Eberle *et al.*, 1982; Muff y Hernández, 1986). Sin embargo, durante el desarrollo de los trabajos de campo, se ha visto que las rocas corresponden a conjuntos fundamentalmente volcánicos, con rocas piroclásticas o vulcanoclásticas asociadas, y muy poca o nula presencia de rocas intrusivas. Los cuerpos intrusivos sin embargo, se reconocen bien en el Complejo de Pedro García, situado hacia el este de la Hoja de Esperanza (Hoja de San Francisco Arriba), donde existen rocas de tipo tonalítico intruyendo en el complejo volcánico.

Es correlacionable, al menos en parte, con la ya citada unidad de Pedro García y El Cacheal y, a escala regional, con la Fm Tireo de la Cordillera Central, aunque se desconoce completamente la posición paleogeográfica original de cada uno de estos complejos

En la Hoja de Esperanza la unidad aflora en cuatro afloramientos de reducidas dimensiones localizados en su borde NO, los cuales se prolongan hacia la vecina Hoja de Imbert

alcanzando en la misma una gran extensión superficial. Se trata de tres situados en las proximidades de El Palo y Arroyo Seco, de moderada calidad en los arroyos que reciben el mismo nombre, y un cuarto de muy mala calidad por el espesor de suelos y recubrimientos en la ladera que en dirección NE desciende desde el lugar de El Talado de la Lomota de Altamira.

En el arroyo de El Palo, se han muestreado rocas volcanoclásticas de tonos pardo-amarillentos, de textura groseramente gradada en el tamaño de grano, el cual gradúa entre grueso a microconglomerático, con una alta proporción de componentes detríticos líticos volcánicos, y también bioclásticos. Se pueden denominar como areniscas tufáceas de grano grueso. También se han reconocido rocas piroclásticas de tonos blanco amarillentos, con partículas milimétricas dispersas de tonos pardo-rojizos, muy ricas en componentes volcánicos, clasificables como tobas de grano grueso, texturalmente masivas. Se observa poco cuarzo, por lo que su composición debe ser andesítica *s.l.* Otras muestras se presentan como rocas volcánicas, lávicas, hipocristalinas, de composición andesítica y textura porfídica, en ocasiones intensamente brechificadas.

En la Hoja de Esperanza, los principales tipos petrográficos estudiados del Complejo de Palma Picada son rocas volcánicas lávicas e intrusiones sin-volcánicas máficas, depósitos piroclásticos generalmente de tamaño de grano brecha y toba de grano grueso, depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos más finos y rocas carbonatadas recristalizadas, así como intrusiones de plutones subvolcánicos félsicos. Las rocas volcánicas lávicas coherentes incluyen basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos; basaltos con plagioclasa y clinopiroxeno vesiculares; basaltos andesíticos con plagioclasa, afaníticos; y andesitas porfídicas brechificadas y alteradas. Las intrusiones sin-volcánicas máficas incluyen gabros, melanogabros y melanodioritas hornbléndicas de grano grueso. Los depósitos piroclásticos consisten en tobas máficas líticas y cristal-líticas de grano grueso, masivas y variablemente alteradas. Como depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos aparecen tramos de areniscas tufáceas de grano grueso a microconglomeráticas, gradadas.

Petrográficamente, las rocas volcánicas lávicas e intrusiones sin-volcánicas máficas presentan como componentes principales fragmentos rocas ígneas tonalíticas, metamórficas y volcánicas, cuarzo, cuarzo policristalino, anfíbol y plagioclasa; como componentes accesorios zircón, rutilo, hematites, limonita, óxidos de Fe-Ti y opacos, y como componentes accidentales, foraminíferos planctónicos, fragmentos calizas, clorita e illita. Se aprecia una

ligera sericitación de las plagioclasas y fragmentos de roca. Las rocas piroclásticas presentan como componentes principales fragmentos rocas volcánicas de composición básica a intermedia, cuyas texturas varían entre vesiculares, porfídicas, fluidales y afaníticas; plagioclasa subidiotaxa a xenomorfas y vidrio volcánico; como accesorios zircón, Fe-Ti espinela, hematites, limonita, óxidos de Fe-Ti y opacos; como componente accidental sólo existe el piroxeno. Tienen una importante recristalización y cementación de calcita, que también rellena microfracturas. Las lavas andesíticas presentan entre el 10-25 % de fenocristales de plagioclasa idio a subideomorfas como componente principal, a veces acompañadas de pseudomorfos de anfíbol o piroxeno. Los componentes accesorios son magnetita, ilmenita, óxidos de Fe-Ti, opacos, cuarzo y pirita.

Una de las controversias sobre esta unidad es su límite superior, puesto que el inferior no llega a verse en ningún punto de la Cordillera Septentrional. Por encima siempre se encuentran las rocas sedimentarias o vulcanosedimentarias de la Fm. Los Hidalgos. Sin embargo, el contacto entre ambas unidades presenta muchas dificultades de observación. En la Hoja de Esperanza la mayoría de los contactos con la formación suprayacente son tectónicos, por lo que ha sido imposible de establecer las relaciones originales, pero por datos regionales (Hoja de Imbert) parece que ésta se trata de una unidad posterior, y desde luego, no parece que las rocas del Complejo de Palma Picada intruyan en la Fm. Los Hidalgos porque no se han observado regionalmente diques con borde de reacción ni ningún otro criterio que permita hablar de intrusiones. Pese a la intensa tectonización del contacto las observaciones más bien indican que se puede tratar de un tránsito gradual como sugiere la existencia de intercalaciones de material tuftico entre los niveles calcáreos de la Fm. Los Hidalgos

No existen dataciones fiables de los materiales de esta unidad en la Hoja de Esperanza, pero en las vecinas Hojas de Imbert y El Mamey se han obtenido edades de  $64.26 \pm 0.96$  (Ar/Ar en Hbl;*plateau*),  $50.4$  (Ar/Ar en Hbl;*plateau*) y  $49.74 \pm 0.47$  Ma (Ar/Ar roca total;*plateau*), que indican un intervalo de ocurrencia entre el Cretácico Superior alto y el Eoceno Inferior. Como quiera que la base o parte baja del complejo nunca aflora, de manera general se prefiere asignar el complejo a un intervalo más amplio Cretácico-Eoceno Inferior. Esta edad es consistente con la mayoría de las dataciones micropaleontológicas obtenidas en la Fm. Los Hidalgos en el ámbito de la Hoja de Imbert, que definen sin mayor precisión el intervalo Eoceno Medio-Superior.

Los análisis geoquímicos del complejo de Palma Picada realizados en el transcurso del presente proyecto (ver capítulo 3) obtienen firmas transicionales entre toleitas de arco isla (IAT), toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II y rocas calco-alcalinas, que son coherentes con las obtenidas en los otros complejos de basamento de este sector (El Charcoal y Pedro Garcia) y permite interpretarlo como una porción septentrional del gran conjunto de arco de isla de La Española generado entre el Cretácico Superior-Paleógeno Inferior, como consecuencia de los procesos de subducción entre las placas norteamericana y caribeña.

2.1.1.2. Formación Los Hidalgos (2). Tufitas calcáreas y limolitas con intercalaciones de calizas micríticas recristalizadas de colores grises y verdosos, estratificadas en capas gruesas. Eoceno inferior-medio.  $P_1^{1-2}$ .

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

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

En la Hoja de Esperanza, la Fm. Los Hidalgos se localiza en cuatro pequeños afloramientos, el primero en el su borde nordoccidental, unos 2 km al N de Damajagua; en las laderas al N de la Lomota de Altamira; en los alrededores de Cayota-Las Carras, y por último, en una estrecha banda alargada a favor de un desgarre siniestro en las cercanías (E) de Altamira-El Mamey. En todos ellos, la calidad del afloramiento es en general deficiente, habiéndose

realizado las observaciones en localizaciones puntuales, a menudo pequeñas minas de aprovechamiento local.

Se trata de una unidad de naturaleza heterolítica, formada por calizas gris-verdosas estratificadas en bancos decimétricos de texturas comprendidas entre *mudstone-wackstone* a *packstone* bioclásticos, muy recristalizadas, y que se hacen predominantes hacia a parte superior de la formación. Alternan con paquetes decamétricos de rocas volcanoclásticas clasificables como areniscas tuffíticas con tonos blanco-grisáceos en fresco, ocre por alteración, estratificadas en capas centimétricas y que presentan en ocasiones laminación paralela; y por rocas piroclásticas (tobas líticas) de naturaleza andesítica, tonos pardo-verdosos a pardo-rojizos, grano grueso a muy grueso (lapilli) y aspecto masivo. No se ha podido medir el espesor del conjunto en ningún punto, que debe variar entre los 120-150 m aflorantes en el sector de El Mamey, afectado por una falla basal, y unos 300-400 m aflorantes en al N de Damajagua. El techo de la formación está afectado, además, por la discordancia erosiva de la base de la suprayacente Fm. Altamira.

Petrográficamente, las calizas presentan proporciones de aloquímicos variables entre el 15 y el 53 % , matriz micrítica entre el 31 y 63 % y cemento esparítico rellenando fisuras entre el 12 y el 18 %. Alguna muestra presenta hasta el 6% de cuarzo detrítico de origen volcánico. Las calizas bioclásticas contienen numerosos foraminíferos planctónicos (globigerínidos), algas rojas , óxidos de hierro y un 2% de glauconita.

Las areniscas tuffíticas tienen plagioclasa, fragmentos de rocas volcánicas de texturas afáníticas, y en ocasiones, cuarzo y fragmentos de rocas carbonatadas como componentes principales; zircón ,hematites, opacos, óxidos de fe-ti y en ocasiones esfena, limonita y espinela como accesorios y clorita, sericita, illita, vidrio volcánico, foraminíferos plactónicos o fragmentos de roca micríticos y esparíticos como componentes accidentales. Las tobas líticas como componentes esenciales tienen plagioclasa, cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas y a veces, vidrio volcánico; como componenes accesorios, zircón, opacos, óxidos de Fe-Ti, hematites, y menos frecuentemente, rutilo, limonita, fe-ti espinela y clorita.. los componentes accidentales son clinopiroxenos y ortopiroxenos. Presentan sericitación y argillización de plagioclasas,y fragmentos de roca, oxidación y cloritización de los ferromagnesianos y opacos, y desvitrificación del vidrio volcánico.

A partir del análisis sedimentológico regional de la unidad se puede interpretar que las calizas de esta formación son propias de ambientes marinos típicos de rampa distal, con poca oxigenación, en ambientes reductores, probablemente relacionados con una circulación marina pobre. También se registra la llegada de aportes a través de corrientes de turbidez diluídas, de baja densidad. (Serie del Alto de Guayacanes, en la Hoja de El Mamey). La influencia de un área volcánica cercana se manifiesta en la llegada de aportes volcánicos distales más o menos retrabajados sedimentariamente, que se relacionan con la sedimentación carbonática normal de manera rítmica o cíclica en un contexto de plataforma o rampa adosada a los edificios volcánicos previos o coetáneos. Hacia el techo de la formación existen facies más someras, propias de ambientes de plataforma interna abierta de cierta energía, donde se depositarían las calizas bioclásticas con glauconita.

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

#### 2.1.2. Eoceno medio-Mioceno inferior-medio

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

Las unidades cartográficas que pertenecen a esta edad muestran una cierta homogeneidad de facies, aunque se han podido diferenciar cartográficamente en los estudios previos realizados en la zona merced a la existencia de criterios de organización estratigráfica, áreas fuente y diferencias en el aspecto general, hasta 3 grandes unidades litoestratigráficas (Redmond, 1982 y De Zoeten y Mann, 1999). Se trata de las formaciones La Toca, Altamira con sus miembros El Ranchete y Cañada Bonita, y Las Lavas, con sus miembros El Limón y la Pocilguita.

En este epígrafe se hará referencia a la Formación Altamira con un nuevo criterio litoestratigráfico, ya que en este trabajo se considera a la Formación Las Lavas como parte integrante de la Fm. Altamira. De esta forma, la nueva Formación Altamira queda dividida en cuatro miembros, que de muro a techo son: Ranchete, Cañada Bonita, El Limón y La Pocilguita., desapareciendo el término de Fm. Las Lavas. Igualmente, se ha subdividido cartográficamente el miembro El Limón en tres subunidades, perfectamente reconocibles en las cercanías de las localidades de Aguacate, Guanábano, El Limón y Macorís del Limón.

2.1.2.1. Formación Altamira. Miembro Ranchete (3). Brechas y conglomerados polimícticos con cantos de andesitas y calizas. Eoceno superior. P<sub>2</sub><sup>3</sup>.

Esta unidad aflora exclusivamente en una delgada banda de dirección SE-NO localizada alrededor de 1 km al NE de El Mamey-Altamira. El mejor punto de observación es el corte de la carretera de Altamira a Rio Grande al Medio, a la altura del Cerro del Gran Diablo. Morfológicamente, constituyen un nivel relativamente competente que origina un relieve apreciable en el terreno.

El miembro Ranchete esta litológicamente constituido por brechas y conglomerados polimícticos matriz-soportados con cantos que van de subangulosos a subredondeados de calizas, tufitas y rocas volcánicas de naturaleza andesítica principalmente. El centil visible alcanza los 12 cm de diámetro, siendo la moda de unos 5 cm. Sin embargo, puntualmente (X=311.247; Y=2.174.554) se ha observado un bloque de >5m de diámetro de calizas *wackstone* blancas, con abundantes foraminíferos (nummulítidos, discociclinas, globigerínidos), briozoos, espículas y placas de equinodermos y restos de corales con una pequeña proporción (4%) de cuarzo monocristalino. El espesor de la unidad no supera los 50 m en el borde N de la Hoja de Esperanza, acunándose rápidamente hacia el SE hasta desaparecer.

En función de estas características se puede interpretar que esta unidad forma parte del conglomerado (o brecha) de base de una megasecuencia generada a partir de una importante fase tectónica la cual genera unos relieves que rápidamente se denudan. La fábrica, matriz-soportada, y la angularidad de los clastos sugieren un depósito producido por corrientes de alta densidad en un contexto probablemente submarino, con poco transporte. El depósito debió de producirse de manera rápida, debido a la poca madurez textural de los cantos. Se interpreta que el contexto de formación de esta unidad está ligado a irregularidades en la cuenca marina con depósito de material, producido en taludes submarinos, donde llega también material procedente de áreas de plataforma más someras. Además, el rápido y gradual paso hacia materiales turbidíticos *s.str.* también evidencia que debieron de ser depósitos producidos en un contexto de una cierta profundidad.

Desde el punto de vista bioestratigráfico no se ha conseguido datar directamente, debido a la dificultad de encontrar material fino intercalado que presente fauna planctónica datable, aunque su posición estratigráfica, entre la Fm. Los Hidalgos (cuya edad más reciente es Eoceno medio y tal vez superior) y en contacto gradual con la unidad suprayacente (mb. Cañada Bonita, datada como Eoceno superior en su base) permite atribuir el mb. Ranchete al Eoceno superior.

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

Este miembro de la formación Altamira ocupa la mayor parte del cuadrante noroccidental de la Hoja de Esperanza, siendo la unidad que presenta la máxima expresión cartográfica en la misma. Dado el gran espesor que posee no existe ningún afloramiento completo de la unidad, habiéndose estudiado en afloramientos puntuales y en el estupendo corte del túnel de Altamira, en la carretera Navarrete-Puerto Plata. Morfológicamente da lugar a relieves alomados, sobre los que resaltan los niveles conglomeráticos que intercala, de mayor resistencia a la erosión que las facies turbidíticas.

Esta formado por alternancias monotonas de areniscas grauváquicas de grano fino a medio por lo común y limolitas con lutitas más o menos margosas. Las capas presentan espesores comprendidos entre los 10 y 40 cm por lo general, aunque con menor frecuencia se encuentran niveles de areniscas que pueden superar los 120 cm de espesor. Igualmente,



éstas predominan sobre los niveles arcillosos, en proporciones de 60/40 % y hasta 80/20 %, aunque localmente pueden encontrarse tramos con predominio arcilloso (40/60%). Estos materiales intercalan diversos niveles de conglomerados polimícticos, los cuales cuando presentan una potencia suficiente se han diferenciado en la cartografía geológica como unidad 5.

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

Al microscopio de polarización, las areniscas muestreadas presentan la siguiente composición: fragmentos de rocas volcánicas (0-22 %), fragmentos de calizas (12-40%), cuarzo (8-14%), feldespato potásico (0-12%) y una pequeña proporción de chert (5-8 %), que las engloba en los grupos de las litoarenitas y areniscas híbridas. La matriz, micrítica, alcanza entre el 15-38 %, y el cemento, esparítico, oscila entre el 0 y 11 %. En alguna muestra aparece cierta proporción (hasta un 15 %) de cemento de óxidos de hierro o accesorios como glauconita (3%) y fosfatos (6%).

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

De Zoeten y Mann (1999) realizan un estudio sedimentológico muy detallado en esta unidad, con levantamiento de sucesiones estratigráficas y un exhaustivo análisis de facies, pero sobre todo en la región desde Guanatico a Altamira, en la Hoja de Imbert. También ofrecen datos de paleocorrientes, que coinciden con los observados por los autores de las Hojas y datos de carácter petrográfico que les llevan a obtener algunas conclusiones paleogeográficas. En este sentido, estos autores ya definen que la sedimentación de la

Formación Altamira tuvo lugar en una cuenca alargada, paralela al sistema de fallas de salto en dirección de orientación ONO, con relleno de sedimentación de tipo turbidítico submarino con otros tipos de depósitos en masa intercalados. Además, a partir de un buen número de paleocorrientes indican que los flujos turbidíticos tienen una dirección hacia el sureste.

De manera general, a pesar de que la unidad es bastante monótona en cuanto a su expresión de campo y tiene una gran extensión cartográfica, posee una cierta heterogeneidad de facies, que se presentan de forma cíclica. Su gran espesor y la tectónica presente no han permitido establecer relaciones secuenciales verticales, aunque el paso hacia la siguiente unidad parece responder a un aumento de carbonatos, registrándose intercalaciones de niveles calcareníticos en forma de megacapas. Desde el punto de vista de las facies, se han podido reconocer diferentes tipos de facies turbidíticas en las areniscas y en los conglomerados, desde facies de alternancia fina de areniscas gradadas y margas grises, la más típica de esta unidad, hasta tramos de areniscas dm a m, con niveles de conglomerados que en ocasiones alcanzan varias decenas de metros de espesor. También en esta unidad se reconocen tramos con gran deformación sinsedimentaria, con *slumps*, brechas intraformacionales y olistolitos de calizas de plataforma.

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

No se han podido obtener buenas dataciones de esta unidad debido al carácter siliciclástico de las facies, que presentan escasos fósiles mal conservados. Se han clasificado foraminíferos como *Globigerina af. Gr. Gortanii*, *Globigerina af. Venezuelana* Hedberg, y *Cibicides af. Lobatus* (Walter y Jacob), además de *Nonion sp.*, *Nodosaria sp.*, *Rotalia sp.*, *Eponides sp.*, *Bolivina? sp.*, *Gyroidina sp.*, *Globigerina sp.* y *Globorotalia sp.* Esta

microfauna encaja en la edad Eoceno superior-Oligoceno que, por consideraciones estratigráficas regionales y de acuerdo con los antecedentes bioestratigráficos, se le asigna al miembro Cañada Bonita.

2.1.2.3. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (5). Conglomerados polimícticos bien redondeados y cementados. Eoceno superior-Oligoceno. P<sub>2</sub><sup>3</sup>-P<sub>3</sub>.

Como ya se ha indicado, esta unidad se corresponde con los niveles conglomeráticos más potentes que intercala el miembro Cañada Bonita, que alcanzan una gran expresión tanto cartográfica como orográfica, ya que al resultar más competentes que las turbiditas que les engloban, marcan relieves de tipo *hog-back*, cuevas y aristas que revelan la estructura tectónica que afecta al cuadrante NE de la Hoja.

Litológicamente consisten en conglomerados mal seleccionados matriz-soportados, de aspecto masivo, formados por cantos heterolíticos: calizas *mudstone* y *wackstone*, rocas volcánicas de naturaleza andesítica, rocas piroclásticas y volcanosedimentarias y, en ocasiones, cantos blandos. Generalmente presentan tamaños comprendidos entre los 2-3 cm de moda y los 10 cm de centil, aunque localmente se han observado elementos granulares de tamaño bloque. Los cantos son redondeados a subredondeados, y la matriz arenosa de grano grueso a microconglomerática, con cementación carbonatada. El espesor que presentan es variable, alcanzando un máximo de unos 150 m en la Loma de la Sierra.

Estos conglomerados corresponden a depósitos poco organizados que se generan por la llegada esporádica a la cuenca turbidítica de flujos muy densos (*slope-apron* o *debris flow*), producidos por desestabilizaciones en el talud, o por la descarga de material en cañones submarinos. Su contenido faunístico es muy escaso, habiéndose observado exclusivamente algunos restos (arrastrados) de corales. Por las mismas consideraciones que al resto del mb. Cañada Bonita se les asigna una edad que va del Eoceno medio al Oligoceno.

2.1.2.4. Formación Altamira. Miembro El Limón inferior. (8). Conglomerados polimícticos clastosoportados. Oligoceno superior. P<sub>3</sub>.

Esta unidad cartográfica junto con las dos posteriores (unidades 9 y 10) forma parte del miembro El Limón de la antigua Fm. Las Lavas en el sentido de De Zoeten y Mann (1999).

---

En este trabajo, nos referiremos a todas ellas como subdivisiones litoestratigráficas del miembro El Limón de la redefinida Fm. Altamira.

Morfológicamente constituye un nivel fuertemente resistente a la erosión, por lo que generalmente origina las zonas culminantes de las alineaciones de lomas situadas al S de Cañada Bonita y El Limón: Lomas de los Chivos, los Picos, de Peral y Arrenquillo son las principales.

Presenta una litología igual a la de los conglomerados descritos en el epígrafe 2.1.2.3., a los que nos remitimos. El espesor es de unos 110 m en la localidad tipo del arroyo de Las Lavas.

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

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

2.1.2.5. Formación Altamira. Miembro El Limón intermedio. (9). Alternancias rítmicas de areniscas y margas arcillosas con intercalaciones de calizas micríticas blanquecinas y calizas arrecifales ocasionalmente slumpizadas. Oligoceno superior. P<sub>3</sub>.

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

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

Los niveles calcareníticos bioclásticos están formados por *packestone-grainstones* con un 46% de matriz, 15% de cemento esparítico en mosaico rellenando porosidad moldica e intrapartícula, y un 39% de fósiles como nummulítidos, bivalvos, globigerínidos, equinodermos y esponjas.

Desde el punto de vista sedimentario, los niveles de brechas y calcarenitas corresponden a “megacapas” turbidíticas que comienzan con tramos métricos a decamétricos con frecuentes clastos redondeados inmersos en una matriz arenoso-microconglomerática, y que también albergan retazos hasta decamétricos de series de alternancias turbidíticas, cantos blandos limo-arcillosos y olistolitos de calizas de plataforma, y que culminan con calcarenitas muy ricas en macroforaminíferos bentónicos orientados (*lepidociclynas* y *heterosteginas* principalmente). Las megacapas forman secuencias grano y estratodecrecientes. Existen varias de estas megacapas superpuestas, con diferente desarrollo, algunas de ellas truncadas y amalgamadas, con desarrollos distintos de sus diversas subfacies. Se interpretan como formadas en eventos de particular inestabilidad tectónica, donde la más intensa actividad sísmica produce la rotura de las plataformas y el deslizamiento de las mismas hasta el fondo de la cuenca turbidítica en forma de megaturbiditas.

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

2.1.2.6. Formación Altamira. Miembro El Limón superior (10). Conglomerados polimícticos clastosoportados, bien cementados. Oligoceno superior. P<sub>3</sub>.

La presente unidad aflora en los mismos parajes que el resto del miembro El Limón, dando lugar a fuertes resaltes morfológicos que en algunas ocasiones originan relieves dominantes, como son la Loma de Don Tomás, junto a La Pocilguita de El Limón o el Cerro de Juan Calvo, al E de Guanábano.

Litológicamente son idénticos a los de las unidades 6 y 8, a cuya descripción nos remitimos. Alcanzan un espesor de 150 m en el arroyo de Las Lavas, donde esán algo afectados por la tectónica.

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

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

2.1.2.7. Formación Altamira. Miembro La Pocilguita. (11). Alternancias rítmicas de areniscas y arcillas margosas. Ocasionales niveles calcareníticos. Oligoceno superior-Mioceno inferior-medio?. P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>2</sup>.

El miembro superior de la formación Altamira, o miembro La Pocilguita, constituye las lomas y relieves meridionales de la Cordillera Septentrional entre los meridianos de Jicome Arriba, al O y Villa Gonzalez, al E. Morfológicamente da lugar a relieves suavemente alomados orientados según la dirección ESE-ONO, que es la principal de la Cordillera.

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

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

Petrográficamente, las areniscas corresponden a litoarenitas y areniscas híbridas de baja a moderada selección que tienen fragmentos de rocas volcánicas (9-52 %), fragmentos de calizas (15-42%), cuarzo (9-22%) y chert (5-14 %). En alguna muestra se han detectado pequeñas cantidades de feldespato potásico -plagioclasa- (7%) y glauconita (2%). La matriz (12-36 %) es micrítica o arcillosa. Las intercalaciones calcáreas son de composición diversa: calizas cristalinas medias con textura inequigranular poiquilotópica; *boundstones* de corales con cemento esparítico, y *packstones* bioclásticos con un 46 % de fósiles como

nummulítidos, discociclinas, heterosteginas, algas rojas y briozoos; un 47 % de matriz micrítica y un 14 % de cemento esparítico rellenando la porosidad móldica, fisural e intrapartícula.

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

La unidad se ha mostrado pobre en restos fósiles, escasos y mal conservados. Se han clasificado foraminíferos como *Bloboquadrina af. altispira* (Cushman y Jarvis) y *Globigerinoides af. seculifer* (Brady), además de otra microfauna banal como *Globigerina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Eponides sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Bulimina sp.*, *Cassidulina sp.* y *Gyrodina sp.* Esta microfauna es poco determinativa, pero concuerda con el intervalo Oligoceno superior-Mioceno inferior que se asigna al mb. La Pocilgita de acuerdo con los antecedentes bioestratigráficos. (De Zoeten y Mann, 1999).

2.1.2.8. Formación La Toca. (6). Alternancias rítmicas de areniscas y margas arcillosas. Ocasionales niveles conglomeráticos. Oligoceno-Mioceno inferior-medio?. P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>2</sup>.

Aflora esta unidad exclusivamente en la esquina NE de la Hoja de Esperanza, aunque alcanza gran representación en sus vecinas de Imbert y San Francisco Arriba. Origina morfologías de laderas suavemente alomadas en el valle del Río Grande.

Litológicamente esta formada por una sucesión muy similar a la de la Fm. Altamira. Se tratan de alternancias rítmicas de areniscas ocre de grano fino a medio por lo general, más raramente de grano grueso, en capas normalmente centimétricas y de hasta 60 cm. de espesor, y margas arcillosas de tonos grises en fresco e igualmente ocre por alteración, en capas decimétricas por lo común. Localmente presentan intercalaciones, con espesores desde métricos a decamétricos, de microconglomerados y conglomerados polimícticos de cantos redondeados a subredondeados, similares a los descritos en el epígrafe 2.1.2.9.

Las muestras estudiadas petrográficamente en la Hoja vecina de San Francisco Arriba, cercanas al borde con Esperanza, muestran que se tratan de arenitas híbridas que

contienen fragmentos de rocas volcánicas (0-10%), fragmentos de calizas (23-42%), cuarzo (8-33%) y en menor proporción, fragmentos de rocas metamórficas (0-1%) y chert (0-5%). La matriz (21-26%) es micrítica, y el cemento, esparítico en mosaico (7-11%) y a veces, ferruginoso (15%). Alguna lámina corresponde a litarenitas con un 40% de cuarzo, 10% de feldespato K, 15 % de feldespato Ca-Na, 10 % de chert y 20 % de matriz micrítica.

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

En cuanto a la edad de la unidad, el muestreo ha resultado muy pobre en microfósiles, tanto en la Hoja de Esperanza como en su vecina de San Francisco Arriba, donde esa unidad presenta gran superficie de afloramiento. En ésta última, se han clasificado foraminíferos como *Catapsydrax af. dissimilis* (Cushman y Bermúdez) y *Globigerinoides trilobus* (Reuss), además de otra microfauna banal como *Globigerina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Cibicides sp.*, *Brizalina sp.*, *Reophax sp.*, *Cassidulina? sp.* y *Pirgo sp.* Esta microfauna es poco determinativa, pero concuerda con el intervalo Oligoceno-Mioceno inferior-medio? atribuido a la Fm. La Toca de acuerdo con los antecedentes bioestratigráficos.

2.1.2.9. Formación La Toca. (7). Conglomerados polimícticos bien redondeados y cementados. Oligoceno. P<sub>3</sub>.

Igualmente que la unidad anterior, que la engloba, la presente unidad se localiza en la esquina NE de la Hoja. Dada la mayor competencia y resistencia a la erosión y meteorización que presenta, constituye los relieves dominantes de la Loma Los Pinos, que con más de 500 m de altura es el relieve culminante con morfología de *hog-back* que hace



de divisoria entre los valles del Rio Grande y del Rio Bajabonico, este último fuera ya del territorio de la Hoja de Esperanza.

Se tratan de conglomerados polimícticos bien redondeados a subredondeados y matriz-soportados, con cantos de rocas volcánicas de naturaleza andesítica, tonalitas, areniscas y calizas de plataforma recristalizadas. La moda de los cantos es de 5-7 cm, y el centil supera los 100 cm. Este nivel conglomerático alcanza los 80-90 m de espesor.

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

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

### 2.1.3. Mioceno superior-Plioceno Inferior

Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior tiene lugar un nuevo ciclo sedimentario, marcado por una discontinuidad, que en la Cordillera Septentrional se desarrolla en la base de la Fm. Villa Trina o la Fm. Los Haitises, mientras que en la Cuenca del Cibao se sitúa entre la Fm. Cercado (mb. calizas de las Auyamas) y la Fm. Gurabo. Este ciclo sedimentario muestra una megasecuencia regresiva a partir de una transgresión generalizada, si bien debido a la existencia de paleorrelieves previos, la paleogeografía puede llegar a ser bastante compleja, sobre todo en las áreas que mostraron una elevación diferencial durante esta etapa.

Este intervalo cronológico está representado en la zona de la Cordillera Septentrional ocupada por la Hoja de Esperanza y áreas próximas por la formación Villa Trina, definida en su origen por Vaughan *et al.* (1921) y que presenta un miembro margoso inferior y un miembro carbonatado superior (miembro La Piedra).

A raíz de los trabajos cartográficos realizados en distintos dominios geológicos de la República Dominicana donde esta formación está presente (Península de Samaná y Cordillera Oriental, por ejemplo) se ha decidido unificar la nomenclatura litoestratigráfica para todos los dominios, por lo que se denominará a partir de aquí como Fm. Los Haitises al

miembro La Piedra, ya que es en dicha localización de la Bahía de Samaná donde alcanza su máxima expresión. Se restringe, pues, el nombre de Fm. Villa Trina a la parte inferior margosa con intercalaciones calcareníticas de la sucesión.

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

2.1.3.1. Formación Los Haitises. (13). Calizas micríticas de tonos blanquecinos y cremas con ocasionales parches de calizas arrecifales. Mioceno superior-Plioceno inferior. N<sub>1-2</sub><sup>3-1</sup>

Esta unidad se localiza en los más altos y escarpados relieves de la sierra, como son las Lomas de Santiago, El Peñón y Diego de Ocampo. Dada su naturaleza litológica, origina morfologías kársticas muy desarrolladas (lapiaces, dolinas, uvalas, etc...), que resaltan sobre la *terra rossa* producto de la rápida disolución de los carbonatos que se produce bajo el clima tropical. Las observaciones estratigráficas o sedimentológicas se hacen difíciles por a ausencia de buenos afloramientos naturales. El corte geológico más representativo de la Hoja lo origina el Arroyo Arrenquillo, entre las Lomas de Matapuerco y El Peñón.

En dicho lugar aflora una serie que alcanza los 200 m de espesor de calizas *wackstone-packstone* de tonos cremas y blanquecinos, muy recristalizadas, estratificadas en gruesos bancos (1,2-2m) de planos discontinuos, con abundante contenido de corales y foraminíferos. Hacia la base de la sucesión, aflora una intercalación de hasta 5 m visibles de margas cremas, correspondientes a la "facies Villa Trina". Por las observaciones realizadas en el resto de la cordillera, la Fm. Los Haitises igualmente incluye otros tipos de facies de carbonatos de plataforma somera, como son calcarenitas bioclásticas, con y sin contenido en limos, y las calizas margosas. También esporádicamente se observan facies *framestone*

y *boundstone* con corales. Estas facies están constituidas por el amontonamiento, en posición de vida, de corales masivos, encostrantes o laminares de especies como *Porites*, *Montastrea* y *Diploria* y la acumulación de ramas y fragmentos grandes de ramas de corales ramosos. Entre estas facies y las facies micríticas y bioclásticas existe toda la transición.

Petrográficamente, las calizas corresponden a biomicritas bioclásticas muy recristalizadas con un 52% de matriz y un 8% de cemento esparítico en mosaico rellenando porosidad en canal y móldica.

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

Además de la presencia de los corales arriba citados, que más que interés en sentido bioestratigráfico lo presentan como indicadores de facies, esta formación presenta un abundante contenido en nummulítidos y otros foraminíferos, briozoos, algas rojas y espículas y placas de equinodermo. Respecto a la edad de la unidad, no se ha obtenido ninguna datación directa debido a la ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico. Sin embargo, por correlación con los sectores donde se sitúa por encima de las margas de cuenca de la Fm. Villa Trina, parece claro que la base de la unidad podría ser Mioceno superior y el techo puede contener al menos la parte inferior del Plioceno, sin descartarse que pudiera abarcar dicho piso por completo.

## **2.2. Dominio de la Cuenca del Cibao**

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

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

Los dos estudios bio/cronoestratigráficos más completos (Saunders *et al.*, 1986; Vokes, 1989) poseen diferencias importantes en los modelos de edades propuestos. Recientemente, el trabajo de varios grupos de investigación americanos han permitido ajustar de forma mucho más precisa las edades de las formaciones del Grupo del Yaque, principalmente en base a dataciones isotópicas en corales y asociaciones de foraminíferos plantónicos (p.ej. Maier *et al.*, 2007; Lutz *et al.*, 2008).

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

En la Hoja de Esperanza afloran la Fm. Cercado, de naturaleza siliciclástica; la Fm. Gurabo, de naturaleza margosa; la Fm. Mao Adentro, de naturaleza calcárea, y la Fm. Mao, de nuevo siliciclástica.

### 2.2.1. Mioceno superior-Plioceno superior

2.2.1.1. Fm. Cercado. (12). Alternancia de areniscas de grano muy fino y lutitas calcáreas. Niveles de yesos secundarios centimétricos intercalados. Mioceno superior. N<sub>1</sub><sup>3</sup>.

La Fm. Cercado se ha reconocido en el borde S de la Hoja, en dos pequeños afloramientos próximos a las localidades de Guatapanal y Platanal. Las condiciones de afloramiento son

malas, debido a los derrubios de ladera formados a expensas de los niveles de depósitos de piedemonte de bajo ángulo que coronan este sector del valle del Cibao.

Litológicamente, se trata de una alternancia de areniscas de grano fino a muy fino y lutitas calcáreas de tonos grises claros estratificadas en bancos de 10-20 cm. Algún nivel arenoso corresponde a yesiarenitas, existiendo venillas centimétricas de escasa continuidad lateral de yesos cristalinos secundarios dentro de los niveles lutíticos.

El espesor máximo de la formación alcanza los 400 m en su corte tipo, situado en valle del río Gurabo en la Hoja de Moción (Saunders *et al.*, 1986), pero en la Hoja de Esperanza apenas se observa una decena de metros, con toda probabilidad correspondientes al la parte superior de la unidad.

Al microscopio, los niveles detríticos se clasifican como litoarenitas con cuarzo (38%) y fragmentos de rocas calizas (7%), que presentan cemento de yeso poiquilotópico (39%) y óxidos de hierro (10%). Como accesorios, existen micas (4%) y glauconita (2%).

En conjunto, la formación Cercado presenta una secuencia transgresiva-regresiva con los niveles de máxima profundización situándose en la parte alta del miembro medio, y llegando a producir una emersión al techo de la serie, con erosión total de las calizas de Ahuyamas, que representan la parte superior de la formación al Este del río Cana, localizado en la vecina Hoja de Mao.

La microfauna estudiada en las muestras recogidas presenta numerosas especies de foraminíferos: *Orbulina universa* (D'Orb), *O. bilobata* (D'Orb), *Globorotalia gr. scitula* (D'Orb), *G. gr merotumida-plesiotumida* (Banner y Blow), *Sphaeroidinellopsis subdehisciens* (Blow), *S. seminulina* (Schwanger), *Globigerinoiudes obliquus* (D'Orb), *G. af. trilobus* (Reuss) y *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), además de otros especies banales, que permiten datar el intervalo Mioceno superior-Plioceno medio. La base de la formación ha sido datada en la citada sección del río Gurabo como Mioceno Superior (NN11) por Saunders *et al.* (1986), manteniéndose en el Mioceno Superior el techo de la Formación. De acuerdo con estos datos, asignamos a esta formación una edad Mioceno superior.

2.2.1.2 Fm Gurabo. (14). Margas grises masivas, con intercalaciones centimétricas de areniscas de grano fino hacia techo. Plioceno inferior-medio. N<sub>2</sub><sup>1-2</sup>.

Esta unidad cartográfica se localiza en los alrededores de Navarrete y en buena parte del borde meridional de la Hoja. Dada su naturaleza litológica, se presenta fuertemente recubierta de coluviones u otros depósitos cuaternarios, por lo que son escasos los afloramientos, normalmente ligados a puntuales cortes de carreteras o de los Canales de Amina y Musieur Bogaert.

Está formada por una sucesión de margas grises de aspecto masivo, que presentan abundantes venillas de carbonatos secundarios, y muy homogéneas en su litología. Hacia el techo de la formación aparecen eventuales nivelillos centimétricos de areniscas de grano fino a medio, que en ocasiones llegan a ser calcareníticas. La potencia de la formación es variable, pero se estima que alcanza entre 300 y 400 m.

La formación Gurabo se apoya en contacto paraconforme, o con ligera discordancia cartográfica, sobre la formación Cercado al O del Río Gurabo. Bernardez (2004) describe una discontinuidad entre las Fms. Cercado y Gurabo. Esta discontinuidad sedimentaria se refleja por el desarrollo de una superficie de interrupción sedimentaria (*hardground*), visible en la vecina Hoja de Mao.

Aunque en el grueso de la formación la macrofauna suele ser inexistente, cerca de su techo los niveles margosos contienen abundante fauna de carácter marino somero, como pectínidos, ostreidos, gasterópodos, equinodermos, algas calcáreas y fragmentos de corales. La unidad parece pasar gradualmente a la formación de Mao Adentro, ya que se intercalan progresivamente estratos de calizas bioclásticas en la serie margosa en secuencia estratocreciente. Se interpreta el ambiente sedimentario como de talud-cuenca, produciéndose una rápida somerización hacia techo de la formación, que correspondería a ya a ambientes de plataforma somera.

La muestra estudiadas han proporcionado una asociación de foraminíferos con *Orbulina universa* (d'Orb.), *Orbulina bilobata* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. sacculifer* (Brady), *Hastistegina siphonifera* (d'Orb.), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globorotalia af. humerosa* (Takayanagi y Saito) y *G. af. margaritae* (Bolli y Bermúdez), entre otros que indican ya una edad Plioceno inferior-medio.

2.2.1.3. Fm Mao Adentro (15). Calizas arrecifales y calizas micríticas cremas. Localmente, margas calcáreas e intercalaciones de areniscas. Plioceno inferior-medio. N<sub>2</sub><sup>1-2</sup>.

La formación Mao Adentro se sitúa en la Hoja de Esperanza en tres localizaciones: en las lomas del O de Navarrete, al S del río Yaque del Norte en El Zanjón y en la parte somital de la Loma Come Gente, al S de Jinamagao Abajo, donde dan lugar a un nivel resistente que constituye la morfología en cuesta estructural de la propia loma.

Litológicamente, está formada principalmente por calizas *wackestone-grainstone* de tonos cremas y beige en fresco, estratificadas en bancos decimétricos. Están constituidas por fragmentos de corales, algas rodófitas y, en mucha menor proporción, gasterópodos y bivalvos, que por lo general aparecen en forma de moldes. Aunque las condiciones de los afloramientos son muy malas en la Hoja de Esperanza dada la intensa meteorización, regionalmente existen también facies de calizas arrecifales con corales en posición de vida y facies pararrecifales formadas por calcarenitas bioclásticas. Puntualmente se han observado niveles de hasta 15 cm de espesor de areniscas de grano grueso que presentan “debris” de corales, principalmente ramosos, y gasterópodos. Los afloramientos situados al E de Esperanza son de escasísima calidad, estando constituidos por suelos margosos (posible resultado de la alteración *in situ* de las calizas) donde localmente se conservan bloques subredondeados de hasta 1,5 m de diámetro de calizas *wackstone-packstone* similares a las descritas.

El espesor de la formación puede alcanzar los 400-450 m en la zona de su depocentro sedimentario (Hojas de Mao y Moción), pero lo que aflora en la Hoja de Esperanza no sobrepasa los 50 m.

Petrográficamente, se tratan de biomicritas a biomicroruditas con el 33-42% de aloquímicos, 39 al 48% de matriz micrítica recristalizada a pseudoesparita y 14-21% de cemento esparítico en mosaico rellenando porosidad móldica y en fisuras. De los aloquímicos, del 98 al 100% corresponden a fósiles, existiendo en alguna muestra un 2% de oolitos. Los niveles areniscas calcáreas intercalados en la sucesión corresponden a litoarenitas con 34% de cuarzos mono y policristalinos, 3% de feldespato K, 26% de fragmentos de rocas calizas (principalmente fósiles de corales, gasterópodos y bivalvos) y 13% de fragmentos de rocas metamórficas; el 18% es matriz micrítica, y como accesorio aparece glauconita (5%).

Sedimentológicamente, la unidad se originó en ambientes de plataforma interna carbonatada, y en ella están representadas facies que corresponden desde a núcleos arrecifales con los corales en posición de vida, posiblemente en muchos casos de escaso desarrollo tanto lateral como vertical (*mud-mounts*), a facies de "fore-reef" y "back-reef". La base de la formación, donde las facies arrecifales se interdigitan con margas de cuenca sugiere un sistema de canales en un talud recifal.

El contenido micropaleontológico de las muestras estudiadas ha proporcionado una asociación formada por foraminíferos como *Orbulina universa* (d'Orbigny), *Globorotalia pseudomiocenica* (Bolli y Bermúdez), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. conglobatus* (Brady), *G. obliquus* (Bolli), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globorotalia acostaensis* (Blow), *G. gr merotumida-plesiotumida* (Banner y Blow), *G. menardii* (Blow), *Sphaeroidinellopsis subdehisciens* (Blow), *S. seminulina* (Schwanger) y *Globigerinoides obliquus extremus* (Bolli y Bermúdez), entre otros que datan perfectamente el Plioceno inferior-medio.

2.2.1.4. Fm. Mao. (16). Areniscas masivas con niveles conglomeráticos, eventualmente alternantes con niveles de lutitas arenosas. Plioceno medio-superior. N<sub>2</sub><sup>2-3</sup>.

Esta unidad es la que presenta mayor extensión de afloramientos dentro del grupo Yaque en la Hoja de Esperanza, aunque de bastante escasa calidad de observación dados los recubrimientos que presenta. Ocupa ambos márgenes del valle del río Yaque del Norte entre los meridianos de Esperanza y Navarrete. El afloramiento de la Estancia del Yaque, el E de Navarrete, tiene especial interés por las numerosas minas que permiten hacer buenas observaciones estratigráficas, al igual que la margen S del puente sobre el río Yaque en la carretera que de Navarrete lleva a Guatapanal.

La formación Mao está constituida fundamentalmente por un conjunto siliciclástico heterogéneo en que las litologías predominantes son areniscas conglomerados y limolitas con algunas intercalaciones de arcillas y de limos calcáreos. La base de la formación no es visible en ninguna localidad, estando siempre en contacto tectónico con las infrayacentes formaciones Mao Adentro y Gurabo. Erikson *et al.* (1998) describen la base de la Fm. Mao como un contacto neto y erosivo, desarrollado sobre las margas y limos de la Fm. Gurabo, que se encuentra tapizado por conglomerados y arenas de talud. Por otro lado, los trabajos realizados dentro del proyecto SYSMIN (proyecto K, 2004) han demostrado que el límite



entre ambas formaciones es complejo y de naturaleza muy variable según la zona de la cuenca considerada (ver Hoja de Mao). De esta forma, las Calizas de Mao Adentro, descritas en el apartado anterior representan la finalización de una secuencia de somerización que se inicia aproximadamente a la mitad de la Fm. Gurabo y que culmina, en la parte alta de la serie, con el desarrollo de sistemas costeros o incluso con la emersión del techo de la unidad en algunos sectores occidentales de la Cuenca.

En el campo, los afloramientos de la unidad, muy discontinuos, presentan colores parduscos y están intensamente afectados por fracturas en parte sinsedimentarias. En el mejor afloramiento de la Hoja, localizado en el puente de la carretera a Guatapanal, afloran unos 20 m de una sucesión formada por areniscas de grano medio y fino bien cementadas y tonos ocreos en niveles de 5-12 cm de espesor, alternantes con niveles de 30 a 80 cm de potencia de lutitas calcáreas igualmente de tonos ocreos, con numerosos restos de vegetales macerados. Son abundantes las venillas de 1-2 cm de yesos secundarios. Los afloramientos del E de Navarrete son mucho más detriticos, con bancos potentes (>3m) de areniscas con estratificación cruzada planar y en surco y conglomerados polimícticos de cantos subredondeados a redondeados y 4-5 cm de moda. Igualmente, son frecuentes los restos vegetales lignificados.

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

Petrográficamente, los niveles arenosos corresponden a cuarzoarenitas con un 54% de cuarzo, 8% de feldespato K, 11% de fragmentos de rocas volcánicas, 8% de glauconita y 7% de chert. El 11% es cemento pelicular de óxidos de hierro.

En base a las observaciones realizadas, son comunes las facies de areniscas con laminación cruzada planar y en surco. Puntualmente, presentan carácter bimodal (*herringbone*), propias de ambientes mareales. En su conjunto, la Fm. Mao presenta características sedimentarias propias de medios deltaicos progradantes, principalmente en zonas próximas a su desembocadura, en cuencas con creación continua del espacio de acomodación y altas tasas de acumulación sedimentaria, muy especialmente en su parte basal y parece registrar

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

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

## 2.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Esperanza presentan una gran extensión superficial, principalmente en el Valle del Cibao, donde constituyen la mayor parte del territorio, incluyendo la vasta llanura de inundación del Río Yaque del Norte. En el Dominio de la Cordillera Septentrional, adquieren gran relevancia los depósitos cuaternarios directamente condicionados por la creación de relieve, como son los deslizamientos gravitacionales, que a menudo superan el km<sup>2</sup> de superficie.

### 2.3.1. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial

2.3.1.1. Abanicos aluviales antiguos (17). Conglomerados principalmente calcáreos en matriz arcillo-arenosa, arenas y limos. Encostramientos carbonatados de tipo pulverulento a techo. Pleistoceno. Q<sub>1-3</sub>. Abanicos aluviales modernos. (24). Conglomerados, arenas, limos y arcillas. Holoceno. Q<sub>4</sub>. Conos de deyección (26). Arenas con cantos y gravas, arcillas. Holoceno. Q<sub>4</sub>.

Estas unidades se han cartografiado en la margen septentrional del Valle del Cibao, donde constituyen la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca. Los que presentan mayor extensión superficial son los abanicos aluviales recientes (24), con un desarrollo

longitudinal kilométrico, y cuyas zonas apicales ocupan la totalidad de las desembocaduras de los arroyos y cañadas de la Cordillera Septentrional en su salida al Valle de Cibao.

Los abanicos aluviales antiguos (17) se preservan adosados a los primeros relieves de la Cordillera, a unos 30-40 m de altura relativa sobre los abanicos recientes, y con espesores entre 12 y 20 m, dado que rellenan un paleorelieve sometido a una intensa actividad neotectónica. Ambos abanicos están constituidos por una serie heterogénea de depósitos clásticos groseros, con predominio de los cuerpos conglomeráticos de bases canalizadas en las zonas apicales, entre los que intercalan cuerpos más arenosos y niveles más finos de limolitas y arcillas arenosas. Los conglomerados están constituidos por cantos y gravas redondeados de hasta 50 cm de centil, predominantemente de naturaleza calcárea aunque también son frecuentes los de areniscas turbidíticas y rocas volcánicas, con facies desorganizadas o con gradación positiva poco marcada, presentando por lo general una abundante matriz arenoso-lutítica. Los 1,5-2 m superiores de los abanicos aluviales antiguos corresponden a una costra carbonatada (dalle) de tipo pulverulento, a diferencia de los abanicos recientes, que carecen de carbonataciones secundarias. Todas estas características permiten interpretar estas facies como pertenecientes a depósitos de abanico aluvial, existiendo una gradación de las facies de más gruesas a más finas según el desarrollo longitudinal de los abanicos.

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

El único cono de deyección de la Hoja se sitúa en la desembocadura de Arroyo Las Lavas en el Río Yaque del Norte. De composición litológica similar a la de los abanicos aluviales recientes, tiene 1,5 km<sup>2</sup> de superficie, y un perfil suavemente convexo. Su edad es, así mismo, Holoceno.

2.3.1.2. Depósitos de piedemonte de bajo ángulo, antiguos. (18). Conglomerados polimícticos heterogranulares en matriz limoarenosa con niveles de limos arcillosos intercalados. Pleistoceno. Q<sub>1-3</sub>. Depósitos de piedemonte de bajo ángulo, recientes. (22). Limos y arcillas arenosos de tonos rojizos. Localmente, gravas. Holoceno. Q<sub>4</sub>.

Se localizan estas formaciones superficiales en el borde S de la Hoja de Esperanza, con las zonas apicales en la red de barrancos que drenan la Loma Come Gente.

Los depósitos de piedemonte de bajo ángulo antiguos están constituidos por cantos y gravas principalmente de calizas micríticas y coralinas y alguno de areniscas calcáreas procedentes de la Formación Mao Adentro, con cuyos relieves están genéticamente ligados. El tamaño de clasto oscila entre una moda de 4 cm y un centil de 7 cm. Presentan una matriz de limos y arcillas arenosas, intercalando también localmente niveles limoarenosos de espesor métrico. El metro superior presenta una costra carbonatada de tipo pulverulento. El conjunto tiene unos 7-12 m de potencia.

Los depósitos de piedemonte de bajo ángulo recientes presentan litologías de limos y arcillas pardo-grisáceas, eventualmente con alguna grava dispersa. La ausencia de cortes impide evaluar su espesor, que en ningún caso debe superar los pocos metros.

Las morfologías planas de que presentan ambos hacen que se atribuyan a depósitos de piedemonte de bajo ángulo, con una génesis atribuible a la dinámica aluvial.

A los depósitos de piedemonte de bajo ángulo antiguos se les asigna una edad Pleistoceno, mientras que los recientes son de edad Holoceno.

2.3.1.3. Terrazas altas (19). Conglomerados con cantos redondeados. Pleistoceno.  $Q_{1-3}$ .  
Terrazas medias (20). Conglomerados con matriz arenosa. Niveles arenosos. Pleistoceno.  
 $Q_{1-3}$ . Terrazas bajas (25). Arenas y gravas. Limoarcillas. Holoceno.  $Q_4$ .

Las terrazas fluviales se localizan principalmente en ámbas márgenes de los ríos Yaque del Norte y Amina, existiendo así mismo pequeños niveles de terraza en el río Grande y los arroyos de Las Lavas y Guanábano, dentro de la Cordillera. Se han interpretado igualmente como terraza baja los materiales situados al N de Esperanza hasta más o menos el Cruce de Jicome.

Las terrazas altas están formadas por conglomerados matriz-soportados constituidos por cantos redondeados e imbricados de naturaleza diversa: calizas, areniscas y rocas volcánicas. Su moda es de 5 cm y el centil de 10 cm. La matriz es limoarenosa rojiza. Presentan intercalaciones de hasta 1 m de arenas de grano medio a grueso. Tienen hasta 5-6 m de espesor visible, y localmente pueden estar afectadas por fallas con actividad neotectónica que las basculan.

Las terrazas medias son de naturaleza más arenosa y están formadas por arenas con gravas de 3-5 cm, arenas con estratificaciones cruzadas planares y en surco y algunas intercalaciones conglomeráticas. Presentan un espesor de hasta 15 m. Han sido objeto de algunas pequeñas explotaciones actualmente abandonadas o con un aprovechamiento intermitente de carácter artesanal.

Las terrazas bajas presentan un especial desarrollo en el Yaque del Norte. Su altura relativa respecto al curso no rebasa dentro de la Hoja los 5 metros de desnivel, destacando la situada al Norte del Yaque por su escasa elevación respecto a la llanura aluvial, de apenas un metro. Al sur de Esperanza, en una pequeña mina que explota una de las numerosas pequeñas tejerías artesanales que aprovechan el material de las terrazas, se ha obtenido un corte con 7 m visibles. Sobre 3 m de arenas microconglomeráticas con gravas de naturaleza siliciclástica de 0,5-2 cm que presentan estratificación cruzada en surco y corresponden a facies de *point-bar*, se disponen 4 m de arcillas limoarenosas de tonos pardo-amarillentos, que constituyen una facies de llanura de inundación.

A los dos niveles más antiguos se les atribuye una edad Pleistoceno, mientras que el más reciente corresponde al Holoceno.

#### 2.3.1.4. Aluviales (28). Cantos, gravas, arenas y limos. Holoceno. Q<sub>4</sub>.

Los depósitos aluviales se circunscriben a los cauces más importantes que drenan este sector de la Cordillera Septentrional: el río Grande y, de NO a SE, los arroyos del Palo, La Mara, Guanábano, Las Lavas y Quinigua. En el sur de la Hoja, prácticamente todos los arroyos, quebradas y cañadas (como se denominan localmente) presentan un pequeño fondo aluvial.

Litológicamente se componen de materiales muy heteroméricos: cantos, gravas, arenas y limos, de naturaleza siliciclástica y de rocas volcánicas en la Cordillera y de naturaleza principalmente carbonatada en los cauces que drenan la Loma Come Gente, donde igualmente parece haber una mayor proporción de limos y arcillas.

Su edad es Holoceno.

2.3.1.5. Llanura de inundación (29). Gravas y cantos, arenas y limoarcillas. Holoceno. Q<sub>4</sub>.  
Canales abandonados (30). Arcillas y limos con arenas y gravas. Holoceno. Q<sub>4</sub>.

En la Hoja de Esperanza, el río Yaque del Norte presenta una extensa llanura de inundación (29), con anchuras comprendidas entre los 0,5 y 3,5 Km. Está constituida por limo-arcillas entre los que se intercalan niveles de arenas y algunos escasos cantos y gravas. Dentro de la llanura se aprecian los antiguos cauces abandonados (30) que temporalmente pueden permanecer inundados, originando lagos de *ox-bow* efímeros. De litología similar, muestran un mayor contenido lutítico y tonos oscuros dada la proporción de materia orgánica que contienen. Su espesor es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, pero se estima que es de orden métrico a decamétrico, sin que, en razón de la intensa neotectónica de la zona, pueda descartarse la posibilidad de potencias mucho mayores. El proceso de abandono de canales no se debe, al menos en la mayoría de los casos, a fenómenos de migración y captura de meandros, sino que se ha realizado de forma catastrófica por procesos de avulsión durante crecidas excepcionales, muchas de ellas muy recientes como lo demuestra el trazado del límite provincial entre Valverde y Santiago, que sigue los antiguos meandros, no los actuales.

Su edad es, por tanto, subactual.

### 2.3.2. Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional

2.3.2.1. Deslizamientos de ladera (21). Bloques principalmente de naturaleza calcárea, cantos, gravas y arcillas. Holoceno. Q<sub>4</sub>.

En la Hoja de Esperanza, los deslizamientos representan el segundo grupo de depósitos cuaternarios en importancia después de los abanicos aluviales recientes. Se desarrollan principalmente en el sector NO de la Hoja, aunque también alcanzan un gran desarrollo los que tienen sus raíces en las Lomas de Diego de Ocampo, El Peñón y El Aguacate, hacia el E de la Hoja. El material deslizado corresponde mayoritariamente a las calizas de la Fm. Los Haitises, y movilizan importantes volúmenes de bloques de tamaño hasta hectométrico de calizas arrecifales y pararrecifales, pudiendo englobar ciertas proporciones de cantos y gravas de areniscas de la Fm. Altamira en las masas deslizadas. Los deslizamientos próximos a las localidades de El Barrero y Las Carras implican a los materiales calcáreos y vulcanoclásticos de la Fm Los Hidalgos, mientras que los situados cerca de Cañada Bonita y

Macorís del Limón, de superficie entre 1 y  $>2$  km<sup>2</sup>, y otros muchos de menor entidad se asocian a relieves dentro de la Fm. Altamira, estando formados en dichos casos por masas de material arenoso y lutítico o por bloques y cantos de conglomerados.

En algunos casos, alcanzan desarrollos longitudinales próximos a los 3 km. Corresponden en su mayoría a deslizamientos traslacionales, en algunos casos parecen rotacionales, y es muy probable que muchos se hayan movilizad o en sucesivos momentos. Buena parte de las cicatrices de los deslizamientos están claramente ligadas a los trazados de los diversos accidentes siniestros que configuran la zona de la Falla Septentrional en la Hoja de Esperanza. En su génesis o posibles removilizaciones, los factores condicionantes son las intensas precipitaciones, en particular durante la estación de los huracanes, la diferencia de permeabilidades y comportamiento reóxico entre formaciones de distinta competencia, las altas pendientes y, sin duda, la intensa actividad neotectónica. Su edad se atribuye al Holoceno, sin descartar que los más antiguos pudieran corresponder al Pleistoceno superior.

2.3.2.2. Depósitos aluvial-coluvial (23). Grav as, arenas y limos. Coluviones (27). Cantos, gravas, arenas y limos. Holoceno.

Los depósitos aluvial-coluvial (23), situados en las inmediaciones de Esperanza, están formados por gravas de areniscas en una matriz limo-arenosa con espesores que no superan los 1-2 m por lo general. En su génesis han podido influir tanto los procesos de arroyada como los gravitacionales. Los coluviones (27), en su mayoría situados en la zona de la Cordillera y de pequeña extensión superficial dada la intensidad de los procesos erosivos, están formados por cantos y gravas angulosos, arenas y limos de naturaleza correspondiente a las respectivas áreas fuente. Tienen espesores métricos.

Ambos tipos de depósito se han originado en el Holoceno.

### **3. PETROLOGÍA , GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA**

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

#### **3.1. Petrología**

##### **3.1.1. Petrología de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero – (unidad cartográfica N° 1)**

El complejo de Palma Picada (o El Paradero) se ha estudiado conjuntamente en las Hojas de El Mamey, Imbert y Esperanza. Los principales tipos petrográficos estudiados son rocas volcánicas lávicas e intrusiones sin-volcánicas máficas, depósitos piroclásticos generalmente de tamaño de grano brecha y toba de grano grueso, depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos más finos y rocas carbonatadas recristalizadas, así como intrusiones de plutones subvolcánicos félsicos. Las rocas volcánicas lávicas coherentes incluyen basaltos olivínicos y de dos piroxenos, porfídicos (6075IIHH9004, 5975IIFP9016 y 5975IIFP9091), (\*)basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIHH9128, 6075IIHH9132 y 6074IVJR9070), basaltos con plagioclasa y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIHH9015, 6075IIHH9047, 6075IIHH9130, 6075IIHH9131 y 5975IIFP9044), y (\*)vesiculares (6074IVJR9071), basaltos andesíticos con plagioclasa, porfídicos y vesiculares (6075IIHH9008, 6075IIHH9017, 6075IIHH9129 y 6075IIHH9007), o (\*)afaníticos (6074IVJR9072), y (\*)andesitas porfídicas brechificadas (6074IVJR9049) y (\*)alteradas (6074IVJR9048). Las intrusiones sin-volcánicas máficas incluyen (\*)gabros, melanogabros y melanodioritas hornbléndicas de grano grueso (6074IVJR9073),

---

(\*) Se señalan de esta forma los tipos petrológicos representados en muestras de la Hoja de Esperanza



microgabros o doleritas con clinopiroxeno y olivino (6075IIHH9113) y cuarzo-dioritas hornbléndicas de grano grueso (5975IIFP9056). Los depósitos piroclásticos consisten en brechas basálticas líticas, poligénicas y variablemente alteradas (6075IIHH9016 y 6075IIHH9044), (\*)tobas máficas líticas y cristal-líticas de grano grueso, masivas y variablemente alteradas (6074IVJR9046, 5975IIFP9021 y 6074IVJR9047), y tobas andesíticas cristal-vítreas, de grano medio a fino (5975IIFP9092A y 5975IIFP9092B). Como depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos aparecen tramos de (\*)areniscas tufáceas de grano grueso a microconglomeráticas, gradadas (6074IVJR9045). Las intrusiones subvolcánicas de plutones félsicos son principalmente de tonalitas y leucotalitas porfídicas, con hornblenda y biotita (6075IIHH9045).

### 3.1.1.1. Tipos petrológicos del Complejo de Palma Picada en la Hoja de Esperanza

A continuación se describen exclusivamente los tipos petrológicos representados en muestras o afloramientos en la Hoja de Esperanza, que se han identificado en el párrafo de arriba con un asterisco (\*). La descripción del resto, así como una completa colección de microfotografías petrográficas de la mayoría de ellos se puede consultar en el informe correspondiente.

#### *Basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos*

Los basaltos con dos piroxenos, poseen una textura porfídica de mesostasia intersectoral variablemente fluidal. Los fenocristales son milimétricos, de clino y ortopiroxeno de idio- a subidiomorfos. El clinopiroxeno es una augita a menudo maclada y con un zonado oscilatorio, y el ortopiroxeno hiperstena es incoloro. Ambos forman agregados glomeroporfídicos de pequeños granos, con inclusiones de olivino y opacos. El olivino aparece como granos accesorios subidio y alotriomorfos, pseudomorfizado por clorita y serpentinita. La mesostasia o matriz es microcristalina y está constituida por microfenoblastos en tabletas que envuelven al piroxeno y definen la fluidalidad con su elongación preferente. Hay algún grano de espinela Fe-Ti (pleonasto). Los opacos son placas esqueléticas intersticiales y finos agregados de magnetita/ilmenita. La mesostasia está reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita, prehnita, esfena, epidota y albita.

---

*Basaltos con plagioclasa y clinopiroxeno, porfídicos y vesiculares*

Se agrupan rocas volcánicas lávicas, de composición entre basáltica y basáltico-andesítica, de textura porfídica. La roca está compuesta por fenocristales milimétricos y submilimétricos, y por una mesostasia oscura de textura fluidal. Los fenocristales son de plagioclasa y clinopiroxeno. Los primeros forman prismas idio- y subidiomorfos, con complejo zonado oscilatorio hacia rebordes de albita, en general poco reemplazados zonalmente por agregados de albita, epidota y sericita. Los segundos son de augita subidio y alotriomorfa, zonada, maclada y poco cloritizada. La matriz está compuesta por un entramado de microfenoblastos de plagioclasas y material verde-marrón, micro y criptocristalino, resultante de la desestabilización de vidrio volcánico. La alteración tardi-magmática secundaria ha dado lugar en estas rocas a la formación de rellenos vesiculares de pumpellita, calcita, epidota, y sericita, en agregados granoblásticos o fibroso-radiales.

*Basaltos andesíticos con plagioclasa, porfídicos y vesiculares o afaníticos*

Roca volcánica, lávica, vesicular, de composición basáltica y textura porfídica algo fluidal. La roca está compuesta por fenocristales milimétricos y mesostasia o matriz afanítica marrón-verde oscura, amigdalas. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa, con esporádicos de clinopiroxeno y olivino, en general reemplazados pseudomórficamente. Las plagioclasas son fenocristales de idio- a subidiomorfos, con zonado oscilatorio y maclado, agrupados frecuentemente en sinnuesis. Aparecen bastante recrystalizadas por la alteración secundaria a agregados de albita, epidota y sericita. Se observan algunos fenocristales de clinopiroxeno augita, formando también agregados microglomeroporfídicos, y restos de olivino (raro). Ambos están variablemente reemplazados a agregados de epidota+esfena+clorita+ opacos, así como por un material amarillo amorfo. La matriz está compuesta por un entramado de microfenoblastos de plagioclasas tabulares, cuya elongación define una textura magmática de flujo lávico, y material micro y criptocristalino muy oscuro, resultante de la desestabilización de vidrio volcánico y la alteración/oxidación de los opacos. Este material está variablemente reemplazado por un agregado de sericita, clorita, albita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Se observan también un microenclave gabrónico compuesto por un agregado acumulado de plagioclasas prismáticas y piroxeno intersticial. La alteración tardi-magmática da lugar a reemplazamientos y relleno de las vacuolas milimétricas blanco-verdosas de calcita, epidota, albita, pumpellita, sericita y óxidos de Fe.

---

*Andesitas porfídicas vesiculares, microporfídicas brechificadas y alteradas.*

Las andesitas porfídicas son lavas vesiculares de composición desde andesítica a dacítica, y textura porfídica y microporfídica, con una pasta volcánica microcristalina de composición cuarzo-feldespática, variablemente alterada y/o recristalizada hidrotermalmente a baja-T. Algunas facies aparecen brechificadas, posiblemente por el propio avance de la lava. Los fenocristales son submilimétricos y generalmente de plagioclasa exclusivamente, aunque pueden aparecer menos abundantes de cuarzo. La plagioclasa poseen contornos subidio e idiomorfos, zonados simples y oscilatorios, y aparecen en tamaños seriados o como microagregados en sinneusis, más o menos orientados paralelamente según el flujo lávico. Están variablemente transformadas zonalmente a epidota, prehnita, sericita, albita y cuarzo. Los fenocristales de cuarzo son subidio a xenomorfos, y aparecen recristalizados. La matriz es micro y criptocristalina desvitrificada, en la que se destacan abundantes microfenoblastos de plagioclasa, raros pseudomorfos de ferromagnesianos y opacos. Aparece recristalizada y reemplazada por minerales secundarios, como en albita, epidota, sericita, clorita, prehnita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. Las vacuolas están generalmente rellenas por agregados granoblásticos de cuarzo y núcleos de calcita. En las facies brechificadas, la alteración secundaria acompaña a la fragmentación y da lugar a la formación de reemplazamientos y venas milimétricas de calcita, clorita, albita, sericita y óxidos de Fe.

*Gabros, melanogabros y melanodioritas hornbléndicas de grano grueso*

Bajo este epígrafe, se agrupa un conjunto de rocas plutónicas máficas, con abundante hornblenda (>50% modal, generalmente) como mineral máfico, y sin cuarzo libre visible. Presentan texturas isótropas y heterogranulares seriadas, de grano grueso a medio. Al microscopio, están compuestas por un agregado en mosaico de grandes prismas poiquilíticos de hornblenda y granos de plagioclasas, con contactos rectos y texturalmente estables. El anfíbol es una hornblenda verde, pleocróica, con inclusiones relictas de clinopiroxeno augítico, plagioclasa y opacos. Aparece variablemente reemplazado por clorita, epidota, esfena y opacos. La plagioclasa forma prismas subidiomorfos tabulares, heterogranulares, y agregados de pequeños prismas intercrecidos. Forma también texturas intercrecidas con augita, o reemplazándola. Posee un zonado normal y oscilatorio, con inclusiones de pequeñas hornblendas y opacos. Presentan una deformación intracristalina evidenciada por texturas en damero, que sugieren una deformación en la cámara magmática, que no la posee la hornblenda. Está recristalizada en parches y bordes a albita, y reemplazada

zonalmente a agregados de epidota, prehnita, sericita, esfena y opacos. El cuarzo es accesorio y forma agregados intersticiales limpios y libres de deformación.

#### *Tobas máficas líticas y cristal-líticas de grano grueso, masivas*

Las rocas piroclásticas dominantes son tobas compuestas por fragmentos de tamaño de grano grueso ( $>0,1$  y  $<2$  mm, generalmente) y de estructura interna masiva. Los clastos son tanto angulosos como subangulosos y redondeados, de naturaleza lítica (35-55%), vidrio volcánico recristalizado (10-15%), fragmentos de cristales (30-40%), y epimatriz ( $<5\%$ ). La abundancia relativa de líticos y cristales permite distinguir tobas líticas y cristal-líticas. Los líticos son de rocas volcánicas de composición básica e intermedia, con texturas vesiculares, porfídicas, fluidales y afaníticas. Algunos poseen una ferruginización selectiva, por lo que algunas tobas podrían ser depósitos sin-volcánicos resedimentados por flujos de masas. Los fragmentos de cristales son fundamentalmente de plagioclasa con un marcado zonado oscilatorio, y en parte recristalizadas, albitizadas y reemplazadas por calcita. Los clastos de piroxeno son escasos y los de cuarzo raros. El vidrio volcánico forma fragmentos angulosos y escasas espículas o *shards*. Aparece de forma característica transformado a un agregado criptocristalino a amorfo amarillo-marrón. En etapas tardi-volcánicas, algunas tobas fueron afectadas por una intensa alteración hidrotermal, que produce reemplazamientos del agregado por sílice y calcita granoblasticos. En etapas post-volcánicas, las tobas desarrollaron una variable recristalización y cementación de calcita, que también rellena microfracturas.

#### *Areniscas tufáceas de grano grueso a microconglomeráticas, gradadas*

Los depósitos sedimentarios volcanogénicos reconocidos son areniscas compuestas por clastos de tamaño de grano que gradúa entre grueso y microconglomerático ( $>0,1$  mm a  $<5$  mm), de textura frecuentemente gradada. La naturaleza de los clastos es esencialmente volcánica, aunque también poseen una notable proporción de clastos de procedencia ígnea plutónica y metamórfica, por lo que se trata de depósitos volcánicos epiclásticos producidos por flujos de masas en un medio subacuoso. Por otro lado, el área fuente de estas areniscas "tufáceas" es distinta que la de los depósitos de tobas, ya que implica la exhumación y erosión de rocas ígneas tonalíticas y metamórficas. Al microscopio, los clastos son fragmentos angulosos y subangulosos de rocas tonalíticas, con hornblenda, plagioclasa y cuarzo; metamórficas, con cuarzo y anfíbol, o cuarzo y epidota; filonianas o de falla,

constituidas por agregados elongados de cuarzo mono- y policristalino; y volcánicas andesítico-dacíticas, con microtexturas fluidales y microporfídicas. En estas areniscas, sin embargo, la proporción relativa de líticos es difícil de estimar, ya que están en parte aplastados y recristalizados a epimatriz. Los fragmentos de cristales están rotos y preservan formas angulosas, siendo de cuarzo, hornblenda, epidota, plagioclasa y raro piroxeno. En algunas areniscas aparecen bioclastos y fragmentos de foraminíferos planctónicos de incluso 5 mm de diámetro. La epimatriz consiste en un agregado micro y criptocristalino de arcillas, carbonatos y opacos.

## **3.2. Geoquímica**

### 3.2.1. Geoquímica de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero –

Se describen bajo este epígrafe las características geoquímicas del conjunto de muestras recolectadas para tal fin en el Complejo de Palma Picada en el transcurso de este proyecto, que quedan recogidas en la tabla 3.2.1. Por su supuesta relación genética, se incluye para su comparación una muestra del Complejo Pedro García representado exclusivamente en la hoja contigua de San Francisco Arriba. Este complejo está constituido por rocas volcánicas máficas y ácidas, brechas basálticas generalmente alteradas, tobas, depósitos volcanoclásticos resedimentados y rocas sedimentarias volcanogénicas. Estas rocas son petrológicamente similares a las que constituyen el Complejo de Palma Picada. La única muestra analizada para geoquímica de roca total de este complejo es un intrusivo de composición gabroica con hornblenda.

Las descripciones geoquímicas de otros complejos relacionados de este mismo sector de la Cordillera Septentrional a los que se puede hacer referencia a continuación (Complejo de El Carcheal) y los resultados detallados de los análisis geoquímicos se pueden consultar en el informe correspondiente.

#### **3.2.1.1 Descripción geoquímica de los materiales**

Las rocas volcánicas del Complejo Palma Picada pueden ser clasificadas en el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd, 1977) que está basado en elementos traza inmóviles, evitando los la presumible movilidad de los elementos mayores y trazas durante los procesos de alteración. La alteración es intensa en estas rocas, como revelan los valores

de LOI de entre 4 y 11%, por lo que la composición de elementos mayores fue recalculada al 100%. En dicho diagrama, las rocas volcánicas máficas del Complejo Palma Picada son subalcalinas y gradúan en composición desde basaltos andesíticos a andesitas (Fig. 3.2.1), lo cual es consistente con su composición de elementos mayores y la naturaleza de los fenocristales. Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas del Complejo El Cacheal presentan un moderado rango en el contenido en  $\text{SiO}_2$ , graduando desde 44,6 a 61,3 wt%, para contenidos de moderados a altos en MgO entre 2,9 y 9,5 wt%, presentando una gran parte contenidos >5 wt%, típicos de andesitas/basaltos ricos en MgO, y relativamente bajos en  $\text{TiO}_2$  entre 0,5 y 1,0 wt% (Fig. 3.2.2).

Estas rocas muestran un aumento en  $\text{SiO}_2$ , álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO (no mostrados). Generalmente,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo en torno a un 5 wt% MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación de inicialmente olivino y Cr-espinela, después a la del clinopiroxeno, ortopiroxeno y la plagioclasa, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales observada. Sin embargo, algunas muestras presentan  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  bajas y no muestran el típico enriquecimiento en Fe de las rocas toleíticas. Estos aspectos quedan manifestados en el diagrama  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  frente al  $\text{SiO}_2$  de la Fig. 3.2.1b y c, donde las rocas máficas del Complejo Palma Picada caen generalmente en el campo toleítico, definiendo una tendencia característica de las series de arco ricas en Fe (Arculus, 1994). Sin embargo, algunas muestras, que además presentan valores de la relación  $(\text{La}/\text{Yb})_N > 4$  (entre 8,7-4,9), característicos de la serie calco-alcalina, caen en el campo calco-alcalino y posiblemente definen una serie pobre en Fe.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, todas las rocas volcánicas e intrusivos máficos relacionados del Complejo Palma Picada se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb, Sr y K) y LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y Y) y HREE (Fig. 3.2.5), típico de los magmas generados en zonas de subducción. Estas rocas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La), y el patrón de HREE es plano. Sin embargo, la comparación de muestras con un similar Mg# revela la existencia de diferencias tanto en las abundancias absolutas de los elementos traza, como en su distribución en el diagrama multielemental (Fig. 3.2.5). En base al contenido en Ti y Zr, así como de los valores en las relaciones entre elementos incompatibles, particularmente  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ , las rocas volcánicas máficas del

Complejo Palma Picada pueden ser divididas en cuatro grupos geoquímicos, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos: toleitas de arco isla (IAT), o grupo I; toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; y rocas calco-alcalinas, o grupo III. Estos grupos de materiales son descritos a continuación.

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

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

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

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

Este grupo II está representado por basaltos porfídicos con uno o dos piroxenos y plagioclasa, y las intrusiones de microgabros y dioritas con hornblenda (muestra del Complejo de Pedro García). Las dos muestras estudiadas presentan un Mg# muy

contrastado, de 75 para el gabro (primitivo) y de 38 para el basalto (evolucionado). El contenido en  $\text{TiO}_2$  varía entre 0,4 y 0,7 wt% y es inferior al grupo I. Los contenidos en Zr y Nb son bajos, de 50-24 ppm y 0,6-0,5 ppm, respectivamente. Los altos contenidos en Cr y Ni (595 y 20 ppm) del gabro primitivo contrastan con los (7 y 18) del basalto ya muy evolucionado. Los contenidos en Th son bajos (<0,7). El diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB presenta un patrón similar al de las IAT del grupo I, con una marcada anomalía negativa en Nb-Ta y también bajas abundancias de HREE (0,3-0,7×N-MORB), pero de distribución más plana definida por un menor enriquecimiento en LREE. Poseen una ligera mayor anomalía negativa de Zr y Hf ( $[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=1,2-1,6$ ). Respecto al MP, presentan una distribución plana de LREE ( $[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,2-1,1$ ) y de HREE ( $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=1,2-1,1$ ). Los contenidos bajos en  $\text{TiO}_2$  y HREE, junto a las anomalías negativas en Zr-Hf, sugieren una fuente algo más empobrecida que en el grupo I. El bajo contenido en LREE sugiere una menor componente subductiva.

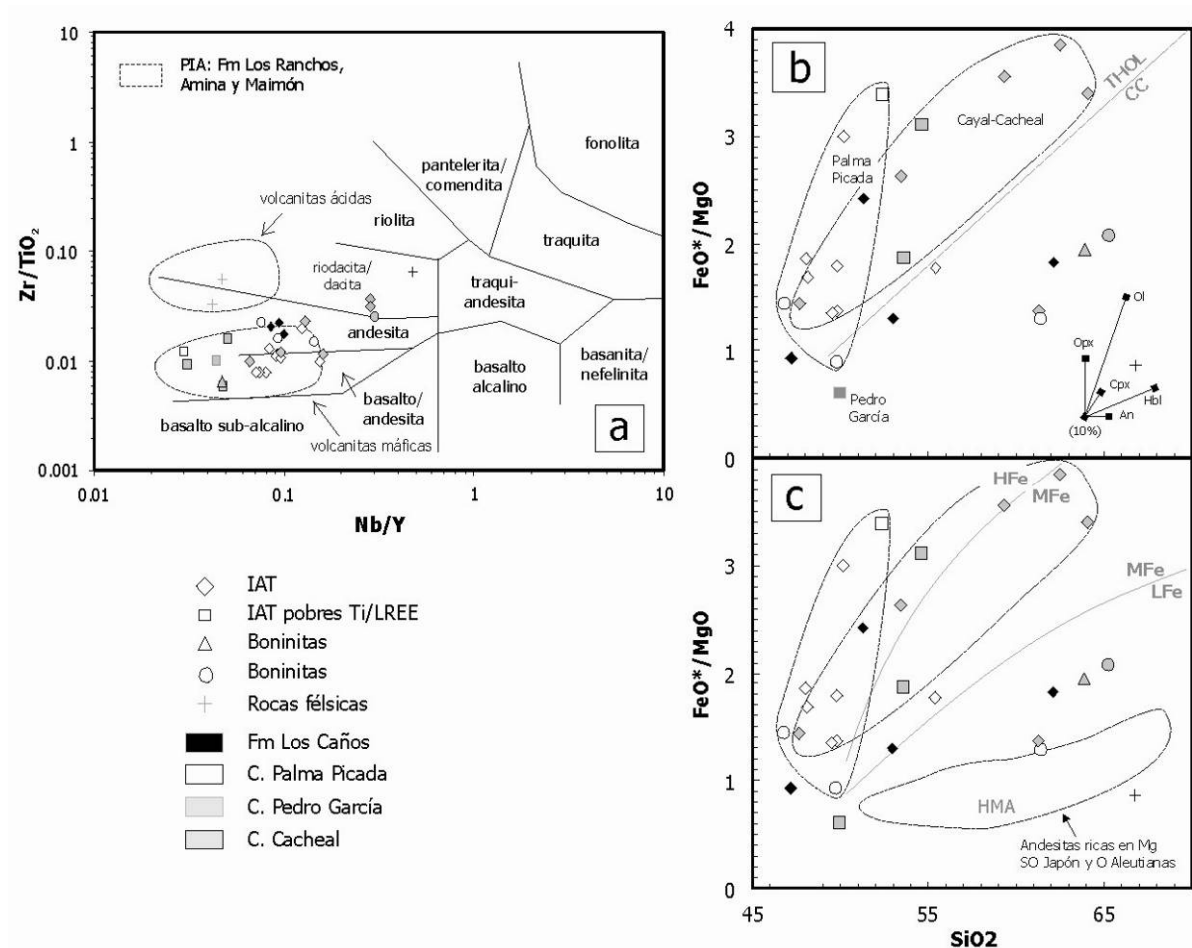
#### 3.2.1.4. Andesitas calco-alcálicas, grupo III

Pertencen al grupo III rocas basáltico-andesíticas porfídicas, con uno o dos piroxenos y plagioclasa, y depósitos de brechas líticas, cristal-líticas y lítico-vítreas monogenéticas. Se trata de rocas poco fraccionadas ( $\text{Mg}\# = 67-55$ ), con contenidos bajos en  $\text{TiO}_2$  entre 0,5 y 0,7 wt%. Sin embargo, para valores de MgO entre 9 y 4wt%, los contenidos en Zr y Nb son relativamente bajos y del orden de 50-42 y 2,5-1,2 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (685-410 ppm) y Ni (118-60 ppm) son mayores a los de las muestras del grupo I. Los contenidos en Th son los más altos (3,1-1,8). Aunque no hay muchas muestras, presentan un descenso de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y Zr con el incremento de la fraccionación monitorizado con el MgO, con mayores relaciones de  $(\text{La}/\text{Yb})_{N>4}$  (8,7-4,9) y Zr/Y característicos de una tendencia de fraccionación calco-alcálica. El diagrama multielemental es típico de magmas relacionados con subducción, con un variable enriquecimiento en los elementos movilizados tales como Th, LILE (particularmente el Sr y Pb) y LREE. El patrón es muy similar al de las IAT del grupo I, pero con una ligera menor abundancias de HREE (0,5-0,8×N-MORB), ligero mayor enriquecimiento en LREE y ligera fraccionación HREE. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE más enriquecida que las IAT ( $[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,6-2,1$ ), ligera mayor anomalías negativa en Zr-Hf ( $[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=0,5-0,7$ ) y HREE ligeramente enriquecidas ( $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=1,7-3,0$ ). Estas características sugieren una fuente consistente en un manto empobrecido afectado por una mayor componente subductiva que enriquece los LILE, Th y LREE.

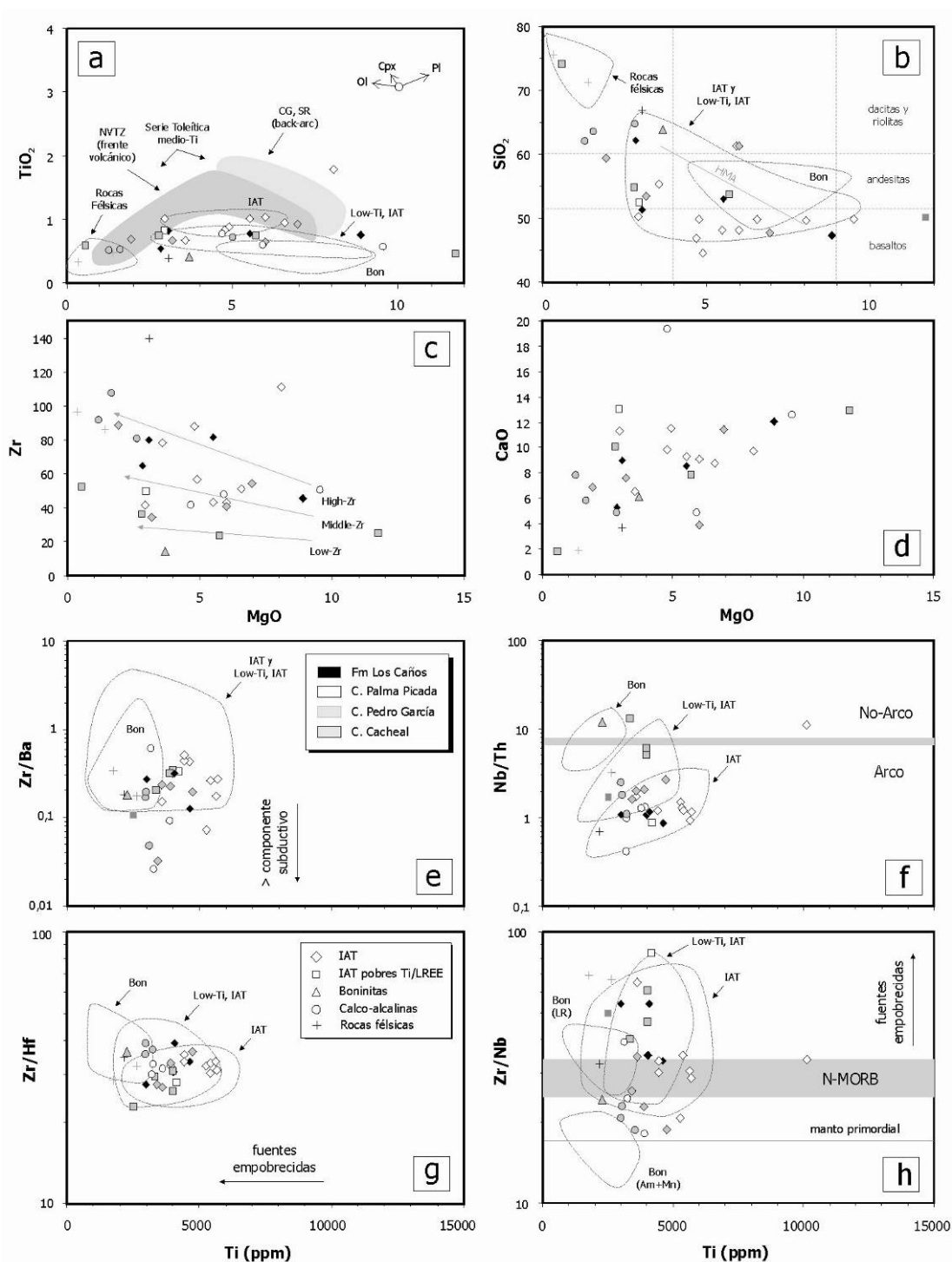


<b>Hoja</b>	<b>Muestra</b>	<b>Clasificación</b>
<b>Complejo de PuertoPlata</b>		
PuertoPlata	6075IIMJ9112B	GABRONORITA, GABRONORITA CON OLIVINO
PuertoPlata	6075IIMJ9112	GABRONORITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Luperon	6075IVJM9278	GABRO A GABRONORITA GRANO GRUESO PROTOMILONÍTICA
Luperon	6075IVJE91119B	GABRO OLIVÍNICO A GABRONORITA GRANO GRUESO BANDEADA
Luperon	6075IVJE91119A	TROCTOLITA A WEHLITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9122	TROCTOLITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9124	TROCTOLITA BANDEADA CON GABRO OLIVÍNICO
Luperon	6075IVJM9194	GABRO ANORTOSÍTICO A ANORTOSITA
Imbert	6075IIHH9112	GABRONORITA OLIVÍNICA DE GRANO MEDIO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9111	GABRONORITA GRANO MEDIO FOLIADA PROTOMILONÍTICA
PuertoPlata	6075IIMJ9427A	BASALTO CON CLINO Y ORTOPIROXENO MICROPORFÍDICO
		BASALTO CON PLAGIOCLASA Y PIROXENO PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9120	ALTERADO
Luperon	6075IIMJ9272B	ANDESITA CON HORNBLENDA Y PLAGIOCLASA, PORFÍDICA
Imbert	6075IIHH9126	BASALTO PLAGIOCLASICO PORFÍDICO
<b>Complejo de PalmaPicada</b>		
Imbert	6075IIHH9132	BASALTO CON ORTO Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
EIMamey	5975I1FP9092A	TOBA LÍTICA-VITREA ANDESÍTICA DE GRANO FINO
EIMamey	5975I1FP9091	BASALTO CON OLIVINO Y ORTO Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9113	MICROGABRO O DOLERITA CON CLINOPIROXENO Y OLIVINO
EIMamey	5975I1FP9092B	TOBA CRISTAL-LÍTICA BASÁLTICA DE GRANO GRUESO A TOBA
Imbert	6075IIHH9129	BASALTO PLAGIOCLASICO PORFÍDICO VESICULAR
Imbert	6075IIMJ9271	-
Imbert	6075IIHH9130	BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9128	BASALTO CON ORTO Y CLINOPIROXENO PORFÍDICO
Esperanza	6074IVJR9047	ANDESITA PORFÍDICA ALTERADA
Esperanza	6074IVJR9048	ANDESITA MICROPORFÍDICA BRECHIFICADA
Imbert	6075IIHH9131	BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, CIZALLADO
		LEUCOGRANITO DE GRANO GRUESO CON HORNBLENDA Y
Imbert	6075IIHH9133	BIOTITA
<b>Complejo de PedroGarcía</b>		
SanFranciscoArriba	6074IIR9073	MICROGABRO HORNBLÉNDICO

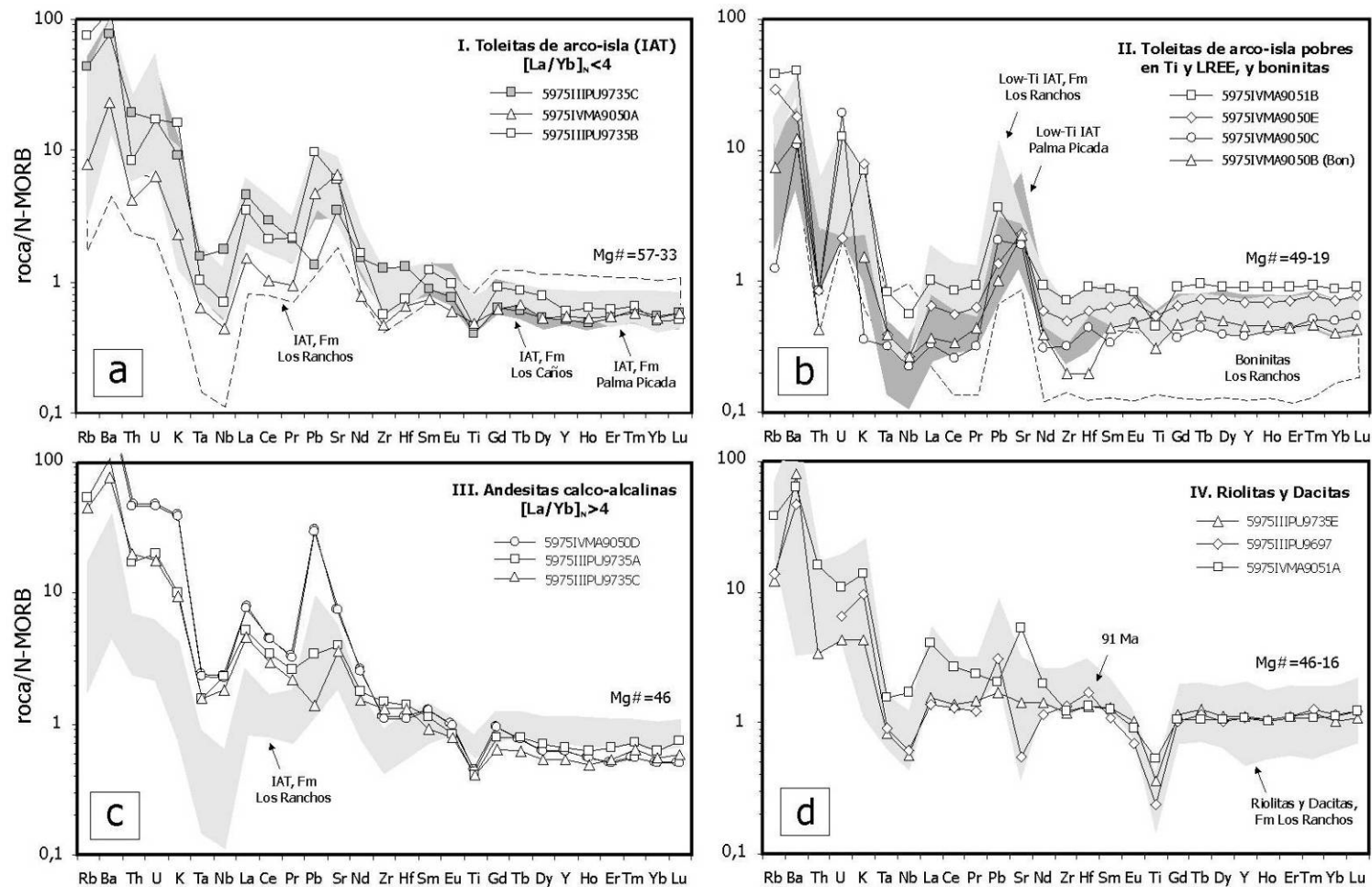
**Tabla 3.2.1.** Relación de muestras utilizadas para los análisis geoquímicos



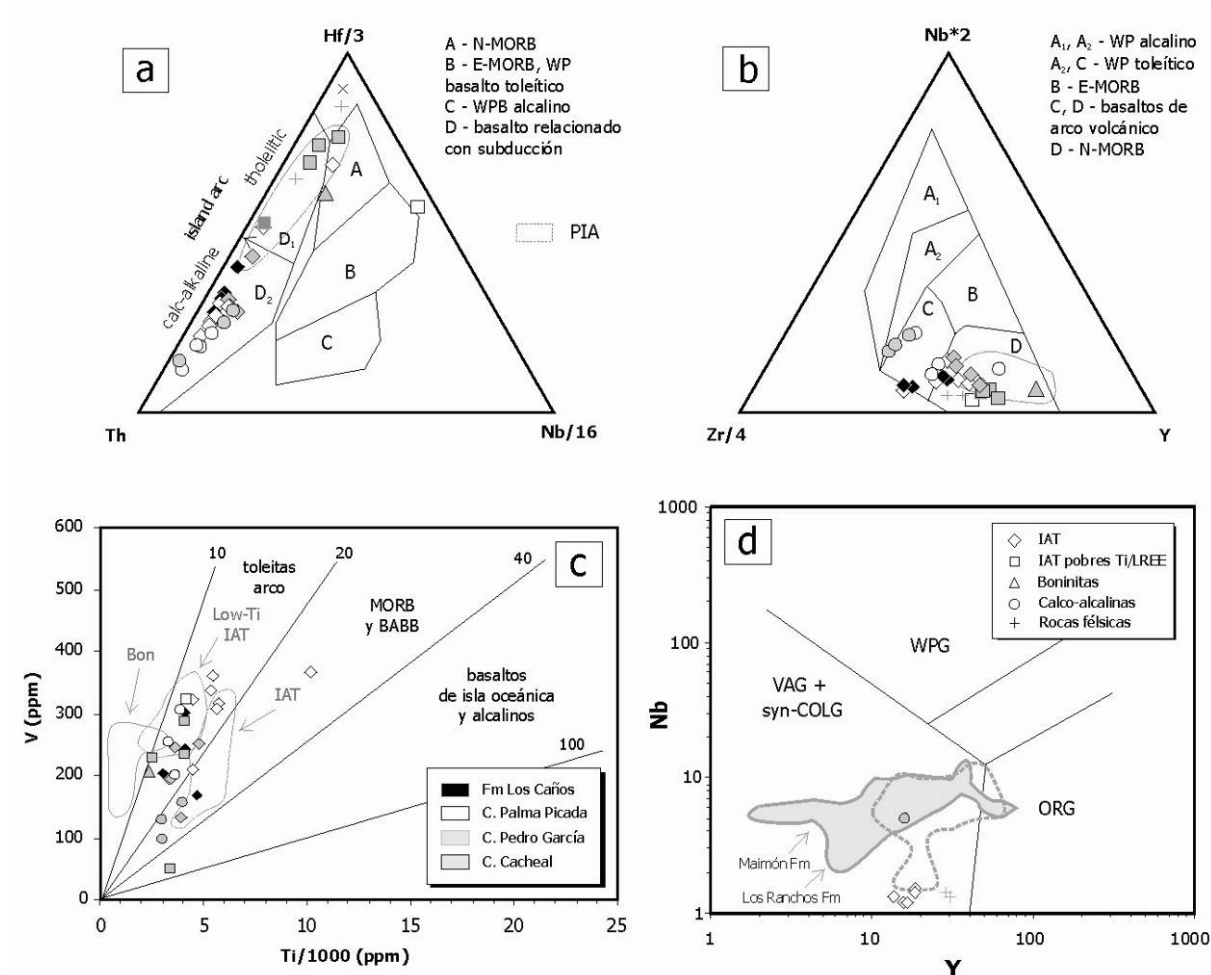
**Fig. 3.2.1.** Características geoquímicas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO<sub>2</sub>, mostrando como comparación los campos composicionales de las rocas volcánicas máficas y ácidas del primitivo arco isla Caribeño (PIA); (b y c) Covariation of SiO<sub>2</sub> y FeO\*/MgO. En las figuras, las rocas volcánicas son comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO de SO Japón y O Aleutianas. También se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para el olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb), y plagioclasa (An<sub>80</sub>), determinados para una composición andesítica magnesiana promedio, y los límites entre los campos toleítico y calco-alcálico, así como los de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe (Arculus, 1994)



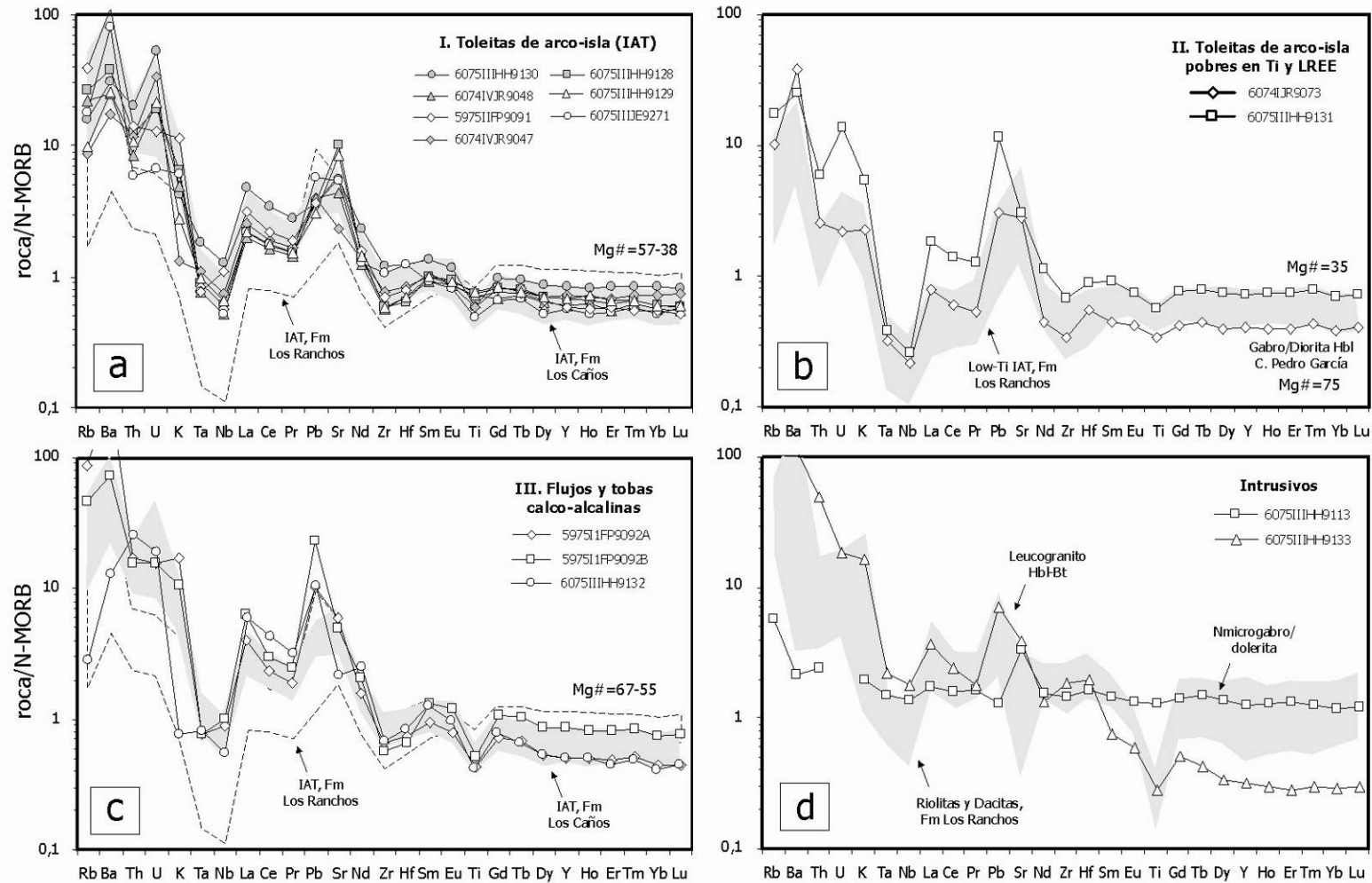
**Fig. 3.2.2.(a y b).** Diagramas de TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, Zr y CaO frente al MgO (wt%) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de los grupos geoquímicos distinguidos en la Fm os Ranchos: IAT, toleitas de arco isla; Low-Ti IAT, toleitas de arco isla pobres en Ti (Zr y LREE); Bon, boninitas; (c, d, e y f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb frente al Ti (ppm) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de la Fm Los Ranchos.



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



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



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

### 3.3. Dataciones absolutas

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

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

#### *Dataciones absolutas obtenidas en el complejo El Cacheal*

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

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

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



*Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada*

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

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

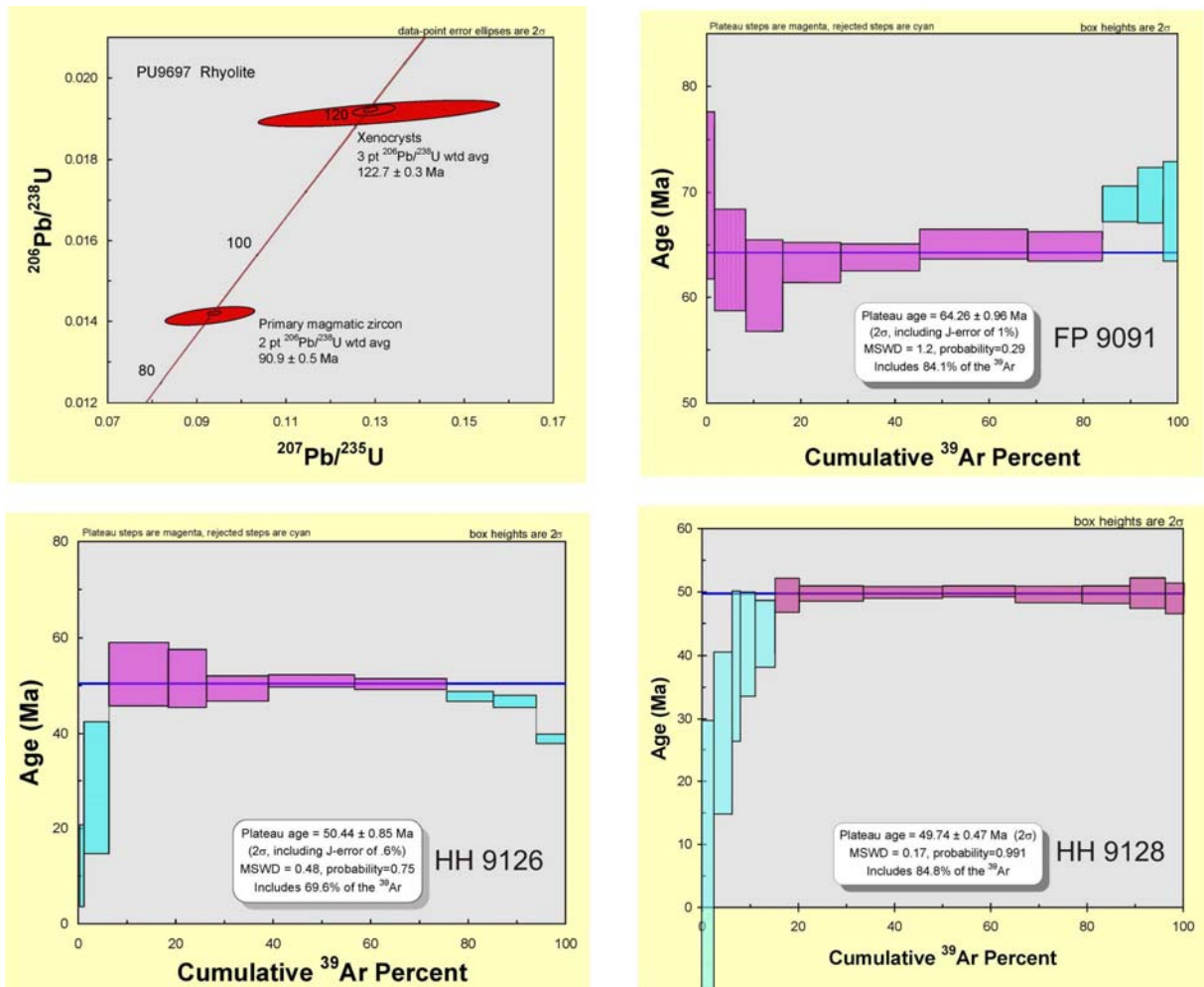
*Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Pedro García*

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

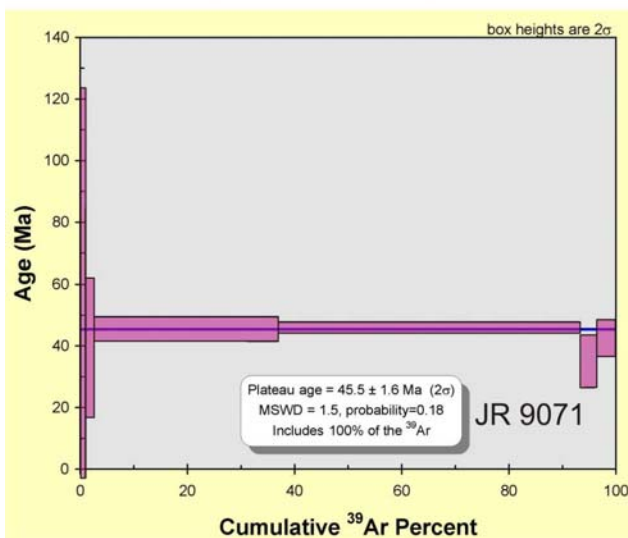
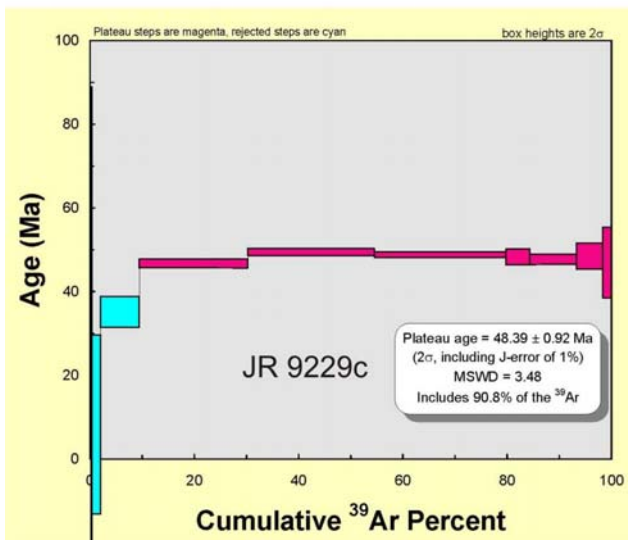
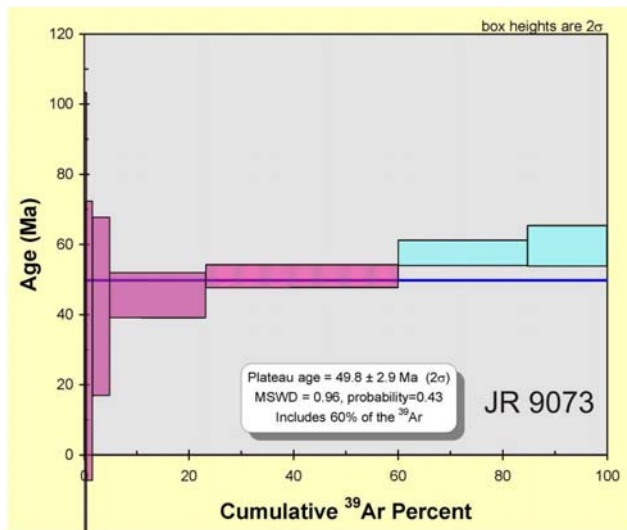
*Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Puerto Plata*

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

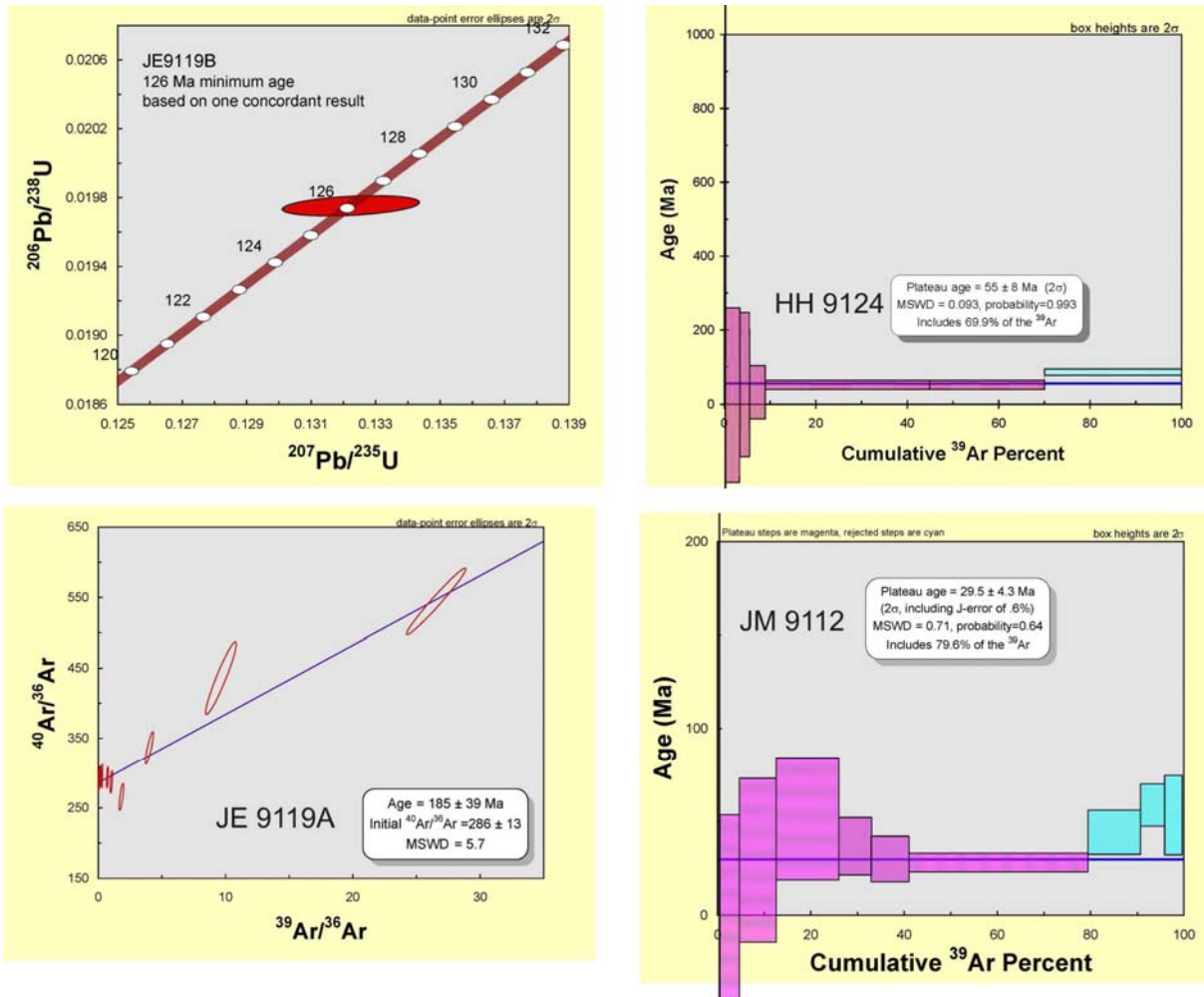
En la Hoja de Luperón se ha obtenido una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau de  $81,9\pm 5,8$  en hornblenda en una andesita con hornblenda y plagioclasa porfídica de la Fm Los Caños Ma (**6075IVJM9272B**). Una segunda muestra de igual composición de esta misma formación recogida en la Hoja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



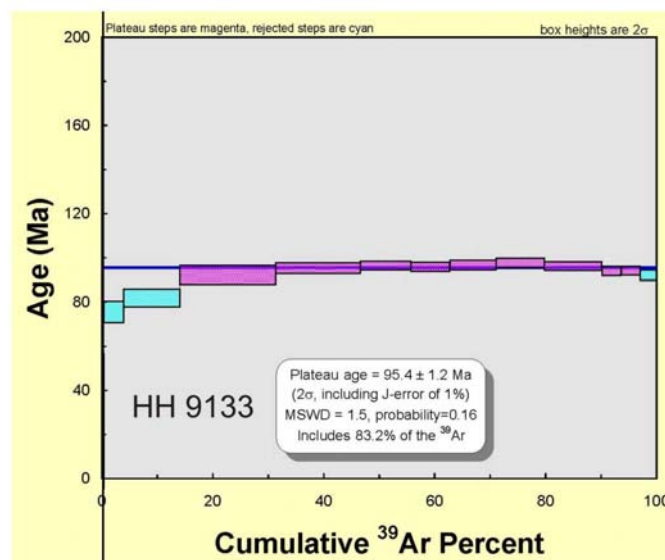
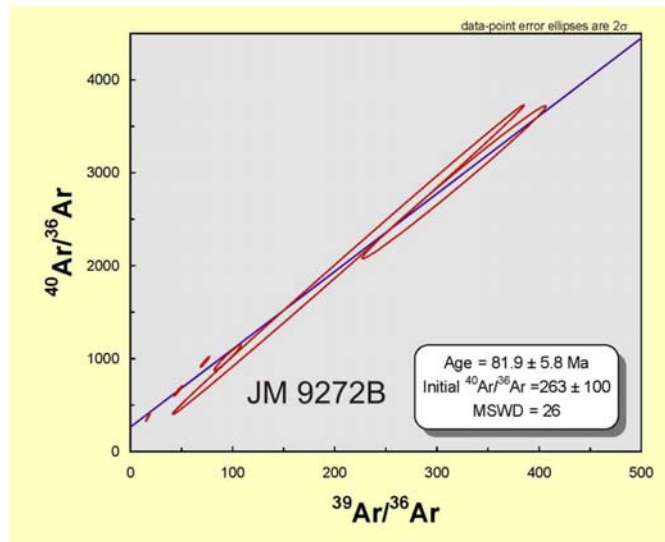
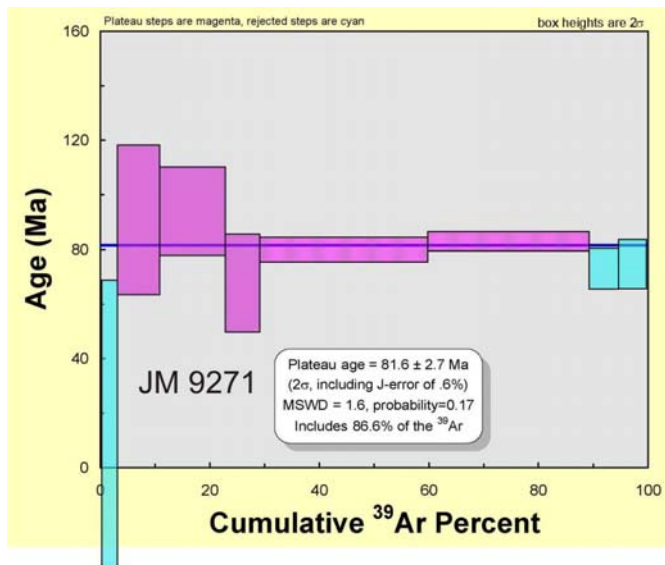
**Fig 3.3.1.** Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en los complejos de El Cacheal y Palma Picada.



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



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

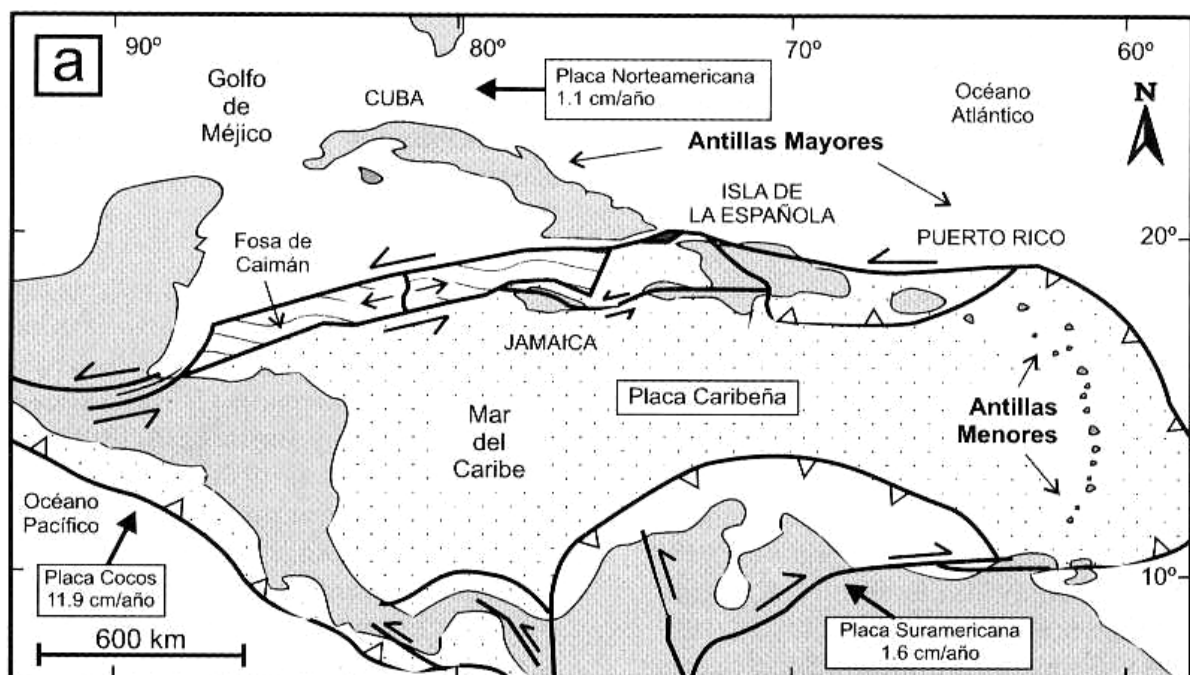


**Fig 3.3.4.** Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en la Fm Los Caños (y un cuerpo en él intrusivo) del CBPP.

## 4. TECTÓNICA

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

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



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

La isla de La Española se sitúa de lleno sobre el margen norte de la placa del Caribe (Fig. 4.1.1). Este margen ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y Paleoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por movimientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la placa

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

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

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

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



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

En este contexto, los principales conjuntos de rocas que conforman la cordillera han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamento sin-genético que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen un claro control tectónico. Las fallas o zonas de falla mencionadas dividen la cordillera en grandes bloques con formas más o menos romboidales que es característica de zonas transpresivas. Son los bloques ya citados en esta memoria de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. Siguiendo la nomenclatura de estructuras en zonas transpresivas recientemente revisada por Cunningham y Mann (2007) (Fig. 4.1.2, recuadro), la geometría en planta de la cordillera en su conjunto corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*).

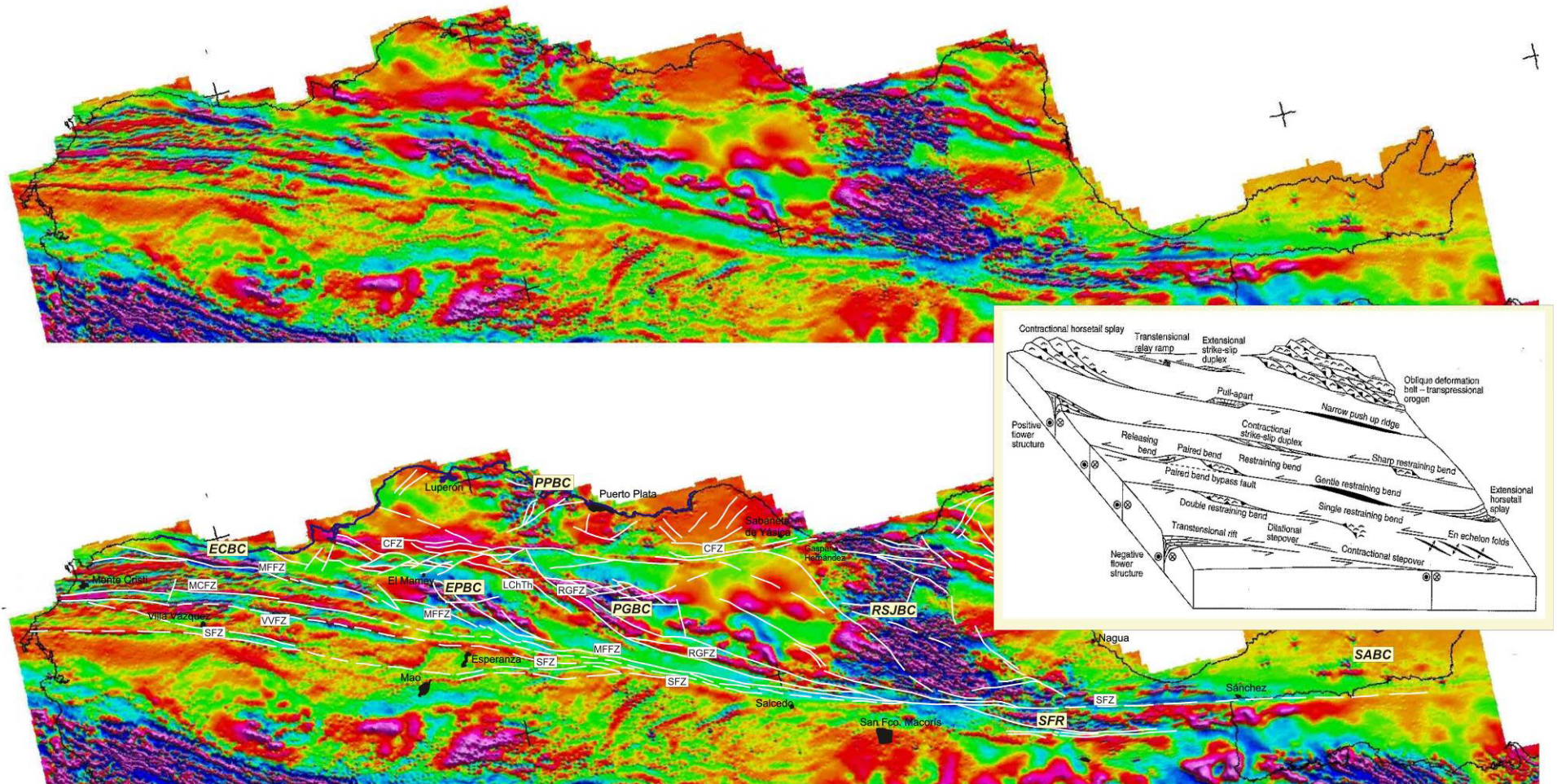
Los complejos de rocas volcánico-plutónicas y metamórficas (complejos de basamento) afloran con direcciones NO-SE ligeramente oblicuas a las directrices de la cordillera y una disposición escalonada “hacia la derecha” que está claramente asociada a “inflexiones contractivas” o *restraining bends* de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

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

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

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

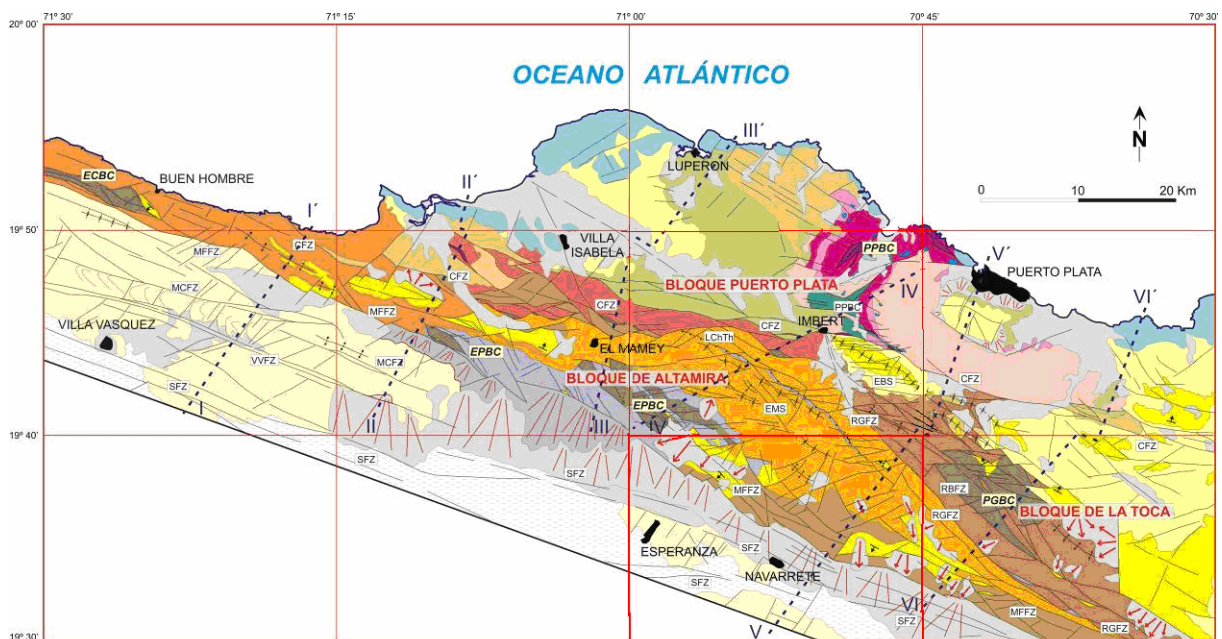
Bajabonico se puede considerar asociada a la falla de Río Grande; discurre paralela unos kms al este de ella y forma el límite occidental de los afloramientos de rocas volcánicas y volcanosedimentarias del complejo de Pedro García, en la vecina Hoja de San Francisco Arriba.



**Figura 4.1.2.** Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. En el recuadro se incluyen ejemplos de estructuras típicas de zonas transpresivas y transtensivas, con la nomenclatura propuesta por Cunningham y Mann (2007). Abreviaturas como en Fig. 2.1.1.

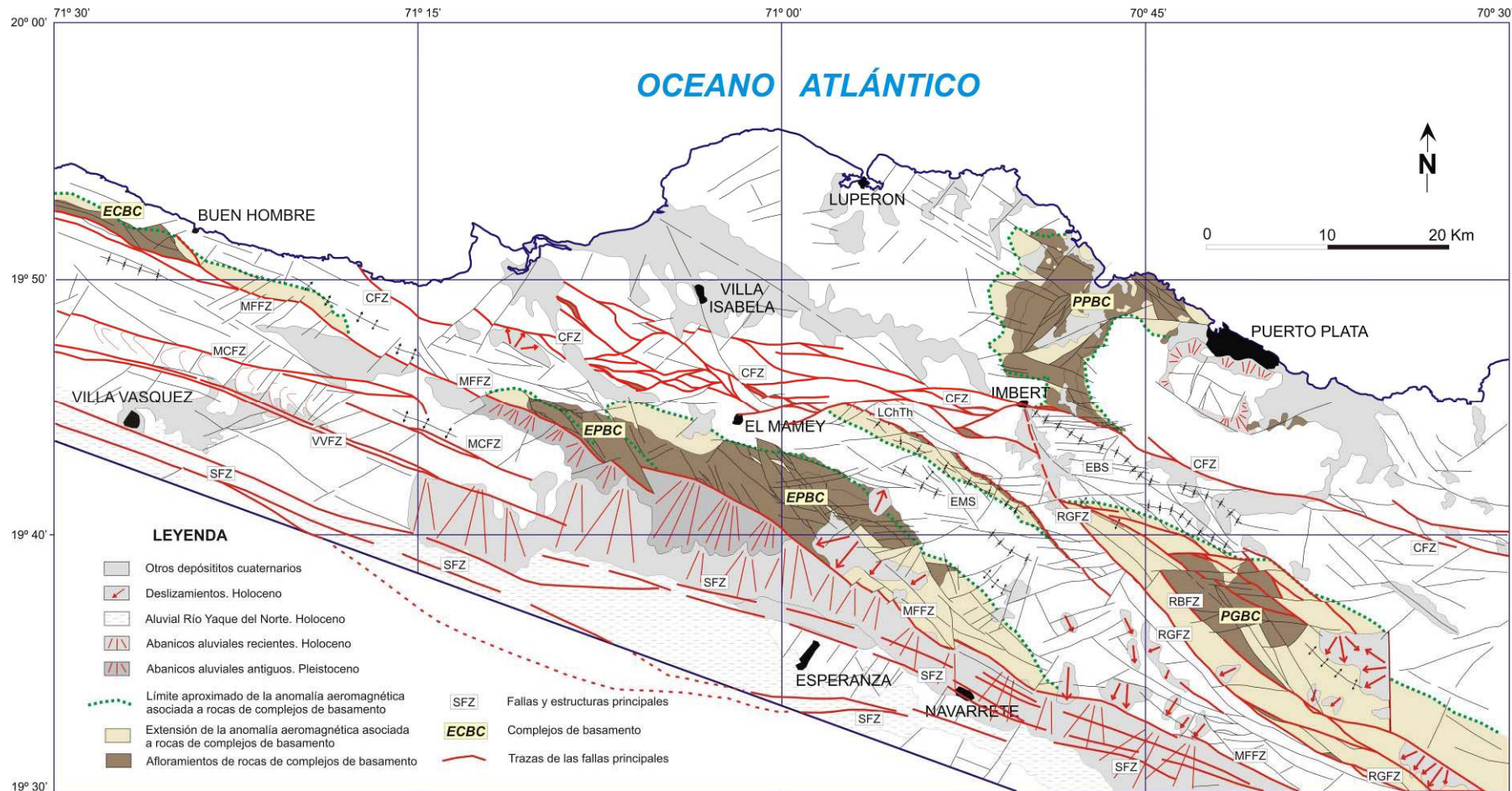
#### 4.2. La estructura de la Hoja de Esperanza (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional).

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

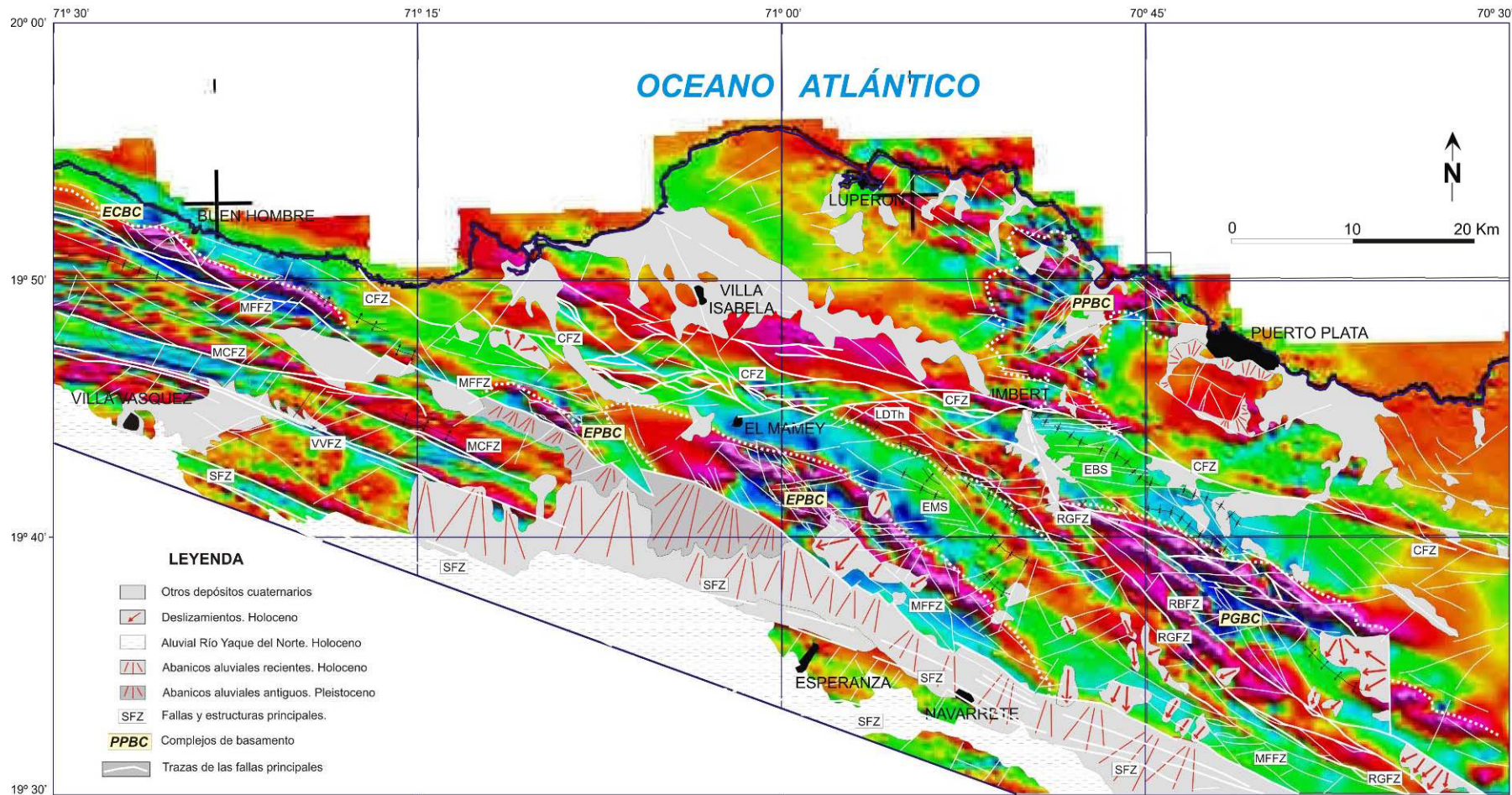


**Figura 4.2.1.** Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la localización de los cortes de la Fig. 4.2.4. La leyenda se puede consultar en la Fig. 2.1.1.

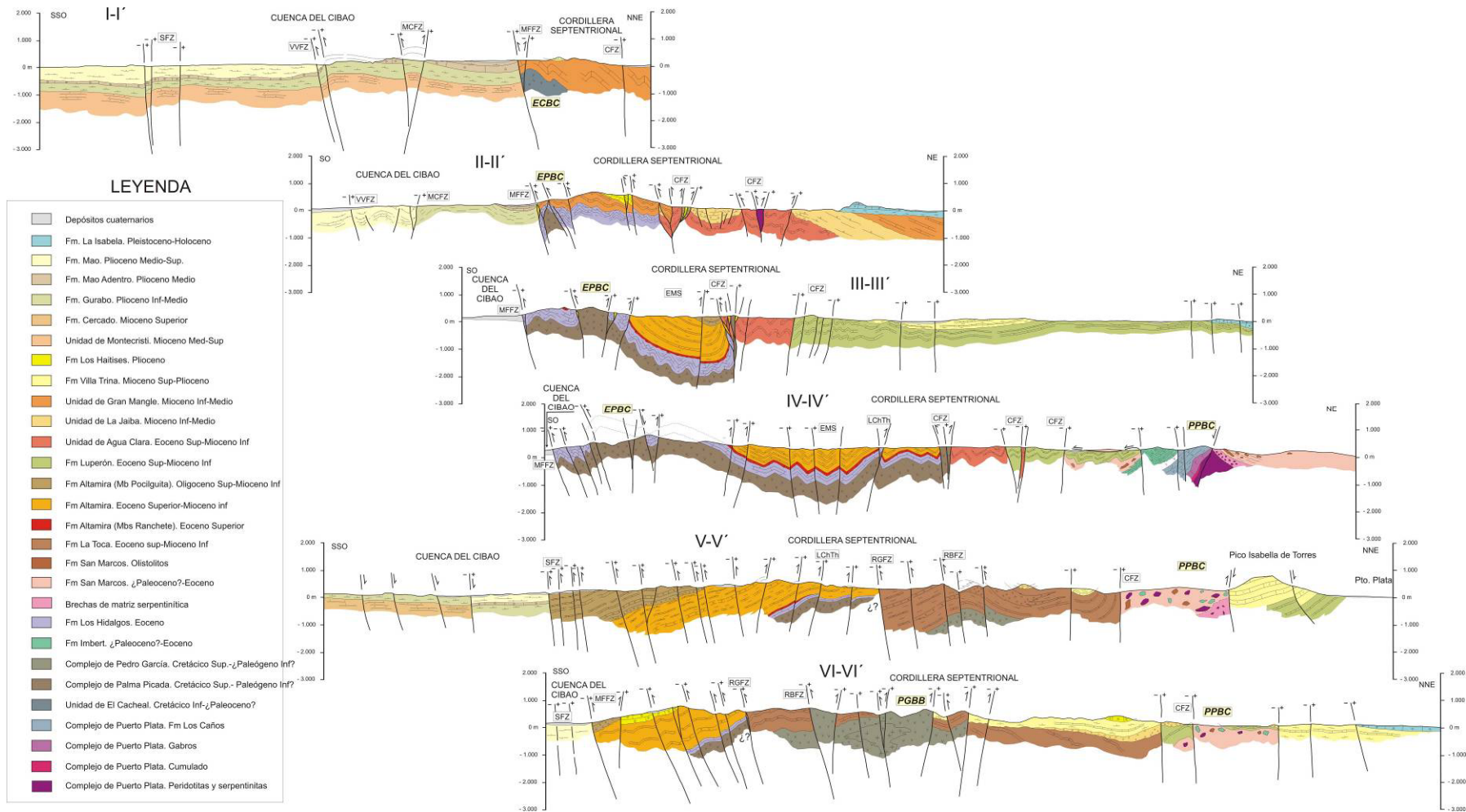
La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional se sintetiza en los esquemas de las figuras 4.2.1, 4.2.2. y 4.2.3, y en los cortes geológicos de la figura 4.2.4. El esquema estructural (Fig. 4.2.3) muestra la traza de las fallas principales, la disposición escalonada de los complejos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



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



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



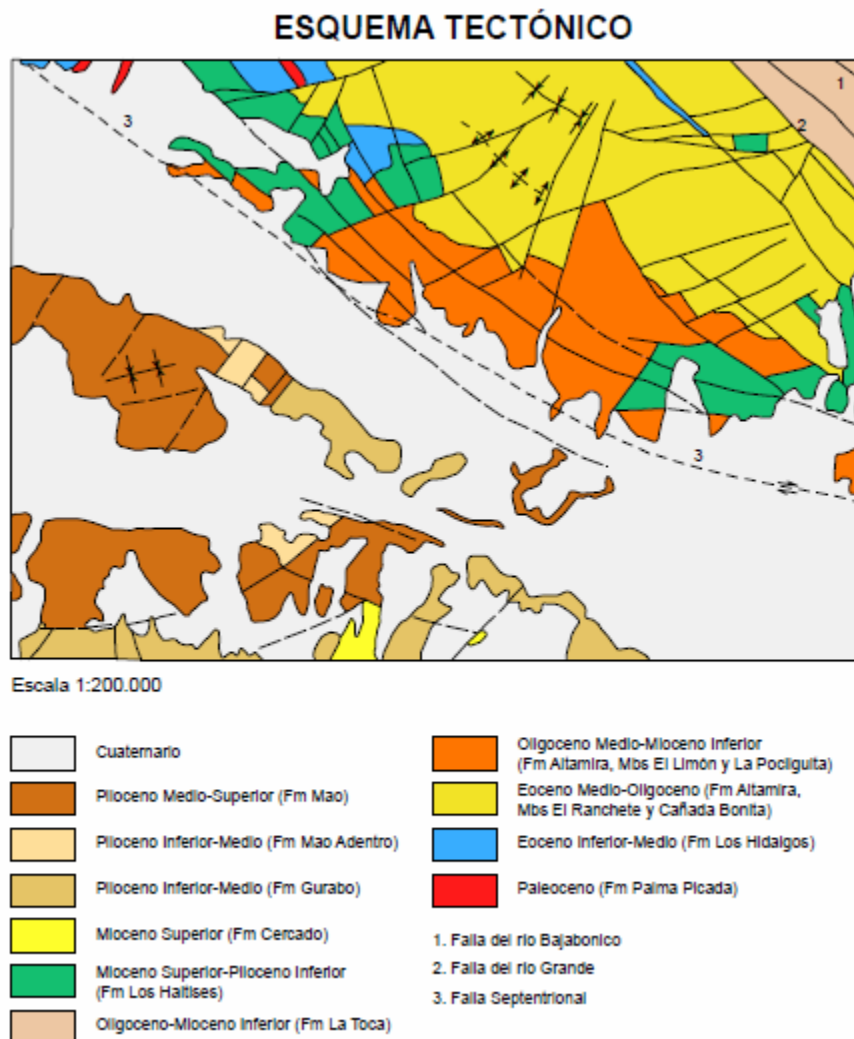
**Figura 4.2.4.** Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1.1. El corte V-V' corresponde a una transversal completa NE-SO de la Hoja de Esperanza.



La estructura de la Hoja se describe de norte a sur, primero la correspondiente a los bloques de Altamira y La Toca y después la estructura asociada al valle del Cibao. La figura 4.2.5 muestra el esquema estructural de la Hoja.

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

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



**Figura 4.2.5.** Esquema tectónico de la Hoja de Esperanza.

La estructura en sección de los bloques se muestra en los cortes geológicos de la figura 4.2.4. De ellos, el corte V-V' corresponde a la transversal del bloque de Altamira en la Hoja de Esperanza. Los afloramientos de los complejos de arco de isla coinciden con estructuras anticlinales o anticlinoriales más o menos apretadas (dependiendo del grado de acortamiento de cada transversal) limitadas por fallas subverticales, o más bien, ligeramente vergentes hacia el exterior de cada estructura, que reproducen las geometrías "en flor (positiva)" características de zonas transpresivas o de desgarre.

En el caso del complejo de Palma Picada representado en la Hoja de Esperanza, se trata de una estructura en flor positiva apretada, con saltos de falla de centenares de metros en las fallas principales. Ambos flancos presentan igualmente numerosas fallas de van desde subverticales a presentar cierta componente inversa, con saltos más moderados deca a hectométricos (ver corte geológico II-II' del Mapa). En el citado corte V-V', el complejo de Palma Picada no llega a ser aflorante. En este complejo predomina claramente la fracturación y el fallamiento que afecta a las series volcánicas masivas inferiores (p.e. Fm Palma Picada), mientras que las series calcáreas suprayacentes (p.e. Fm. Los Hidalgos), bien estratificadas, registran además un replegamiento intenso que quizá en parte esté acentuado por el fuerte contraste en el comportamiento reológico de ambas secuencias. Es preciso resaltar que la intensa fracturación afecta también a la Fm. Los Haitises, que aflora discordante sobre cualquiera de las series precedentes, incluyendo el propio complejo de Palma Picada.

Las potentes series turbidíticas suprayacentes forman grandes estructuras monoclinales (con buzamiento hacia sur) que hacia el NO forman los flancos de amplios sinclinales que se intercalan entre los complejos de arco de isla con la misma disposición escalonada que éstos. Los pliegues menores que los afectan son de geometría cónica y por tanto con escaso desarrollo longitudinal, con planos axiales subverticales o ligeramente vergentes hacia el NE o SO, como ocurre en el anticlinal de Cañada Bonita y en el sinclinal situado al N. Regionalmente, se disponen en escalera o asintóticos contra las fallas principales, aunque lo habitual es que estén interrumpidos por fallas oblicuas singenéticas de dirección E-O a OSO-ENE que corresponden a *riedels* de tipo R1 (Fig. 4.2.3).

La falla de Río Grande constituye el límite entre los bloques de Altamira y La Toca. El trazado de esta falla es muy rectilíneo. Alguna falla subordinada paralela ejerce un control geomorfológico en determinadas partes del curso del río Grande. Al S de Los Mangos, un

bloque de calizas de la Fm. Los Haitises, elongado y con unos 500 m de longitud queda pinzado en el plano de falla, de igual forma que otro localizado 3 km al O de la misma localidad lo hace en la siguiente falla situada al SO, ya en el bloque de Altamira.

En la Hoja vecina de Imbert se ha podido medir el plano de la falla (o zona de falla) del río Grande afectando a conglomerados de la Fm La Toca. La deformación asociada resultó ser de tipo dúctil-frágil con el desarrollo de una cataclasita intensamente foliada y fábrica SC, acompañada del aplastamiento y rotación de los cantos (de tamaño centimétrico) del conglomerado (a modo de porfiroclastos), indicando un inequívoco sentido en dirección sinistral del movimiento.

Al S de la Cordillera, los miembros turbidíticos superiores de la Fm. Altamira se disponen como un monoclinal moderadamente inclinado ( $15-35^{\circ}$  de media) hacia el SO. Están afectados por diversas fallas de dirección entre ONO-ESE y NO-SE, entre las que se desarrollan algunas conjugadas de dirección OSO-ENE. La falla Septentrional se dispone, en planta, como un sistema complejo de fallas que se abren en abanico hacia el NO a partir del meridiano de Villa González, afectando a los abanicos aluviales antiguos que ya forman parte de la Cuenca de Cibao.

#### 4.2.2. Estructura de la Cuenca de Cibao

El corte V-V' permite apreciar la estructura de detalle de la Cuenca de Cibao. Su relleno aflorante presenta una disposición prácticamente horizontal, aunque no se descarta la posibilidad de que existan buzamientos muy altos o subverticales en la zona cobijada por el sistema de la Falla septentrional. Como puede observarse en el corte II-II' del Mapa Geológico, más completo hacia el SE, el relleno de su zona central en realidad dibuja un suave sinclinal, cuyos flancos no sobrepasan los  $15^{\circ}$  de buzamiento.

La fracturación que afecta a la cuenca consta de un sistema principal, de dirección ENE-OSO subparalela a la Falla Septentrional, y otro conjugado de dirección NO-SE. Las fallas del sistema principal son de componente normal, con saltos que no superan las varias decenas de metros por lo general, aunque alguna puede alcanzar los 200 m de salto, individualizando a la altura de Navarrete un bloque hundido inmediatamente adosado al dominio de la cordillera Septentrional. Estas fallas (y sus conjugadas) tienen una evidente actividad neotectónica, ya que provocan el gran estrechamiento de la llanura aluvial de río

Yaque de Norte al S de la citada localidad, controlan las direcciones de la red de drenaje secundario y afectan a depósitos de abanico aluvial antiguo y a las terrazas altas y medias, que localmente (X=3001200; Y=2163450) están basculadas. Sin embargo, son fosilizadas por los depósitos de piedemonte de bajo angulo recientes que provienen del piedemonte de la Cordillera Central y por las terrazas bajas.

### **4.3. Principales discordancias y edad de la deformación**

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

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

Mención aparte por sus implicaciones en la evolución tectónica de la cadena es la estructura de la Fm Los Haitises y su infrayacente y en parte equivalente lateral, la Fm Villa Trina. El contacto basal de estas formaciones es siempre una discontinuidad (discordancia angular o paraconformidad) de ámbito regional que marca el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario de carácter regresivo (margas de cuenca en la base y depósitos arrecifales y asociados a techo) de edad Plioceno Inferior (o Mioceno Superior)-Pleistoceno Inferior. Ambas

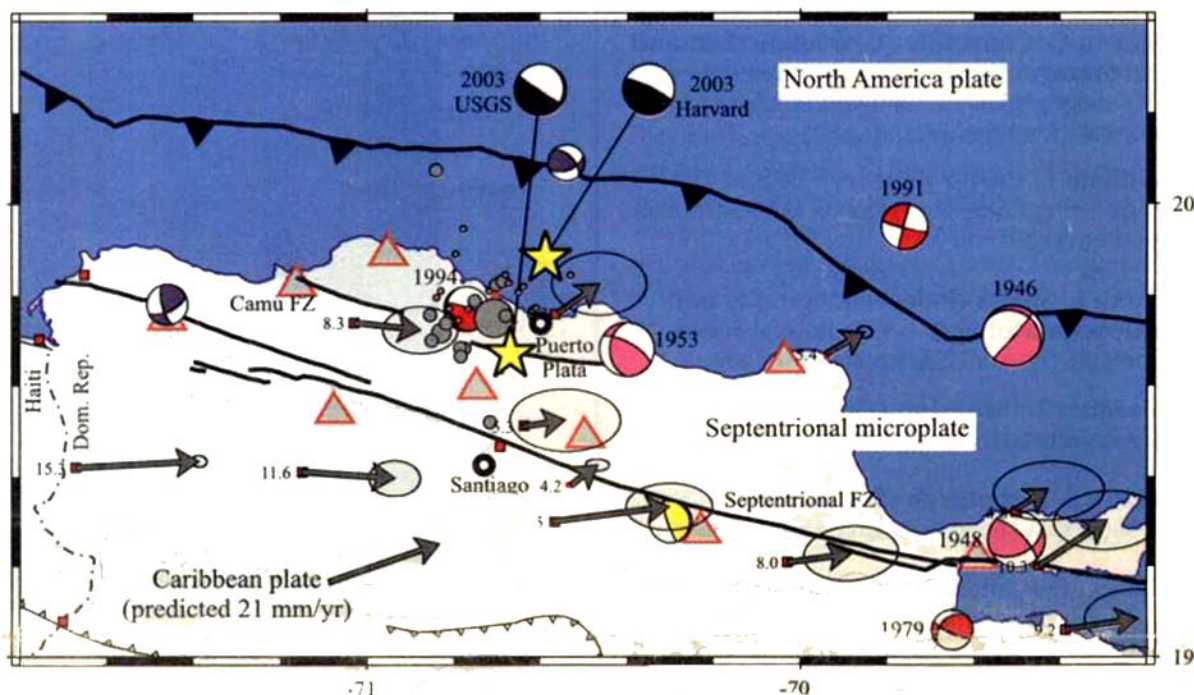
formaciones están involucradas en el plegamiento más reciente de la cordillera y de manera característica aparecen pinzadas en bloques o fragmentos de muy diversos tamaños (desde kilométricos a decamétricos).a lo largo de la mayoría de las fallas inversas asociadas al Frente Montañoso. En consecuencia, se puede afirmar que el levantamiento de la cordillera y el desarrollo de su patrón estructural más evidente en este sector occidental, son inmediatamente posteriores al depósito de la Fm Los Haitises (o en parte coetáneo con las fases finales de éste) y por tanto debieron ocurrir a partir del Pleistoceno Inferior o Pleistoceno Medio. Este dato es coherente con el hecho descrito en apartados anteriores de que la formación Mao que culmina el relleno de la cuenca del Cibao, no presente en su composición ninguna influencia del levantamiento de la cordillera pese a su edad relativamente reciente (Plioceno Medio-Superior).

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

#### **4.4. Tectónica activa y sismicidad**

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

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



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

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

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

- Mann *et al.* (2004) señalan evidencias de un sismo importante estudiando la paleosismicidad del último escarpe activo de la falla septentrional (SFZ) en las trincheras abiertas en las inmediaciones del Río Licey (Hoja de Santiago) y del Río Cenoví (Hoja de Salcedo). El escarpe presenta una continuidad importante del orden de 20 km y 1-2 m de altura media. Las dataciones por  $C_{14}$  le asignan una edad entre **1030** y **1240** años AC. La ubicación se estima en Long: 70°6'73"/ Lat:19°7'77", es decir, en las inmediaciones de las ciudades actuales de Moca, Salcedo y Tenares.
- El **2 de diciembre de 1562** un fuerte terremoto destruye totalmente la antigua ciudad de Santiago junto a otras ciudades españolas entre las que se encontraban La Vega y Puerto Plata. Las crónicas antiguas reportan el hundimiento de la ciudad durante este evento. La ciudad de Santiago la Vieja, establecida en Jacagua al pie de la Loma Diego de Ocampo en la vecina Hoja de San Francisco Arriba, fue trasladada a su actual emplazamiento a orillas del Río Yaque del Norte.
- El **20 de Abril 1564** otro fuerte terremoto con epicentro estimado en Long: 70°30'/ Lat:19°10' en la Hoja de Fantino destruyó la antigua ciudad de La Vega, arrasando igualmente la recientemente reconstruida Ciudad de Santiago.
- En **1761**, ocurre otro sismo en el centro sur de la Isla en el Valle de San Juan con destrucción de Azua, daños en Neiba y San Juan. Se sintió en La Vega, Santiago y Cotui.

- En los años **1776 (30/1/1776)** y **1783**, dos terremotos en el centro de la Isla destruyen Santiago y otras ciudades. El epicentro del sismo de 1776 es estimado en Long: 70°40/ Lat: 19°0, al Norte de Bonao. El epicentro del segundo sismo se estima en Long: 70°40/ Lat: 19°30 al este de la Villa Tapia actual en la Hoja de San Francisco de Macorís.
- El Sabado **7 de Mayo de 1842**, ocurre otro sismo de grado IX en la escala MSK con el epicentro estimado en el mar frente a en Cabo Haitiano sacude toda la isla y particularmente la costa Norte. provocando un fuerte maremoto en las costas. 5000 a 6000 fallecidos en Haití, destrucción de Santiago de los Caballeros, Cabo Haitiano, Port de Paix y Mole de San Nicolás, Destrucción de muchos edificios en Santo Domingo. El maremoto inundó Monte Cristi y Cabo Manzanillo, logrando extender sus daños hasta la zona de Samaná. En el Cibao, hubo grandes inundaciones derivadas de los cambios provocados en el relieve, uniéndose las aguas de los ríos Yaque del Norte y Masacre y desbordándose las del Yuna por gran parte del valle de La Vega Real.
- El **23 de Septiembre de 1887** otro sismo ubicado al Oeste de la Península del Noroeste en Haiti provoca un fuerte maremoto que azotó toda la Costa Noroeste de la isla.
- El **29 de diciembre de 1897**, otro sismo de grado IX en la escala MSK con epicentro estimado en Long: 71°01/Lat: 19°63, al Norte de Navarrete, destruye partes de Santiago y Guayubín, rompe el cable submarino de Puerto Plata y provoca deslizamientos en la Cordillera Septentrional. Estos podrían corresponder a los deslizamientos antiguos conocidos en la Cordillera Septentrional así que otros en el Norte de la Hoja San José de las Matas.
- El **6 de octubre de 1911** se inicia la historia sísmica instrumental para la República con el sismo de magnitud 7.0 grados Richter localizado a 20km de San Juan y 75km al oeste de Bonao (Long: 71°1167 / Lat: 18°95). Este sismo es el más importante ocurrido en la región Sur Central de la República Dominicana en los últimos años.
- El **28 de julio de 1943** un fuerte terremoto produjo daños en Santiago, La Vega, Cabrera y Jarabacoa, dejando a estos pueblos sin energía eléctrica. El sismo se



localizó en el canal de La Mona, a 180km al Este de Santa Bárbara de Samaná, generando un enorme maremoto que azotó la costa este de la República Dominicana y asoló el Oeste de Puerto Rico.

- El **Domingo 4 de Agosto del año 1946** a las 12:55 p.m ocurrió un sismo de magnitud 8.1 (Richter) que alcanzó intensidades de X y XI en la escala Mercalli. Estuvo ubicado en el Océano Atlántico (Long: 69°51/ Lat:19°71), al nordeste de la ciudad de Nagua en la Bahía Escocesa. Se sintió en todo el país, causando daños estructurales en Puerto Plata, Santiago, San Francisco de Macorís, Salcedo, Moca, La Vega, San Pedro de Macorís, Monte Plata y Santo Domingo, entre otras localidades. El maremoto consecutivo al sismo provocó entre otros la destrucción total del pueblo pesquero de Matancitas, al Sur de Nagua. El número de muertos y desaparecidos alcanzó 1970, probablemente minimizado por el régimen del Presidente Trujillo. El mar llegó a penetrar en los valles del río Boba y del Arroyo Salado una distancia de 2 a 5 km y provocó derrumbes de farrallones en toda la costa de Cabrera. Las olas alcanzaron 9 pies de altura. Los pueblos de Cabrera, Nagua y Sánchez quedaron sin comunicación al derrumbarse varios puentes. Es estimado de menor intensidad que el sismo de 1842. En Santiago un almacén se desplomó y el canal Presidente Trujillo fue severamente dañado.
- El **Jueves 8 de Agosto del año 1946** ocurre otro terremoto submarino de magnitud 7.9 (Richter) en la Bahía Escocesa (Long: 69°40 / Lat: 19°60), frente a El Limon seguido de otra fuerte réplica el 21 del mismo mes. Estas réplicas fueron tan fuertes como el sismo del 4, provocando un pánico general. En un año se registraron cerca de 1200 réplicas de dicho terremoto.
- El **21 de abril de 1948**, en Santo Domingo, La Vega, Santiago, Bayaguana, Yamasá y Yaguatae un sismo fue sentido fuertemente, produciéndose grietas en diferentes estructuras y averías de poca consideración.
- El **31 de mayo de 1953** Puerto Plata fue la ciudad más afectada con la ocurrencia de un fuerte terremoto cuyo epicentro estuvo ubicado 30km al Este de la misma, entre Cabarete y Sabaneta de Yasica (Long: 70°70/ Lat: 19°80). En Santiago la electricidad fue interrumpida, igual en La Vega y San Francisco de Macorís, quedando sin comunicación. Hubo daños en edificaciones.

- El **22 de septiembre 2003**, un sismo de Magnitud 6.5 cuyo epicentro se ubicó en la zona de Puerto Plata (Long: 70°673/ Lat.:19°777) provocó daños principalmente estructurales. Las áreas de mayor impacto se localizaron hacia el oeste de la ciudad donde varios ríos intermitentes fueron depositando sus aguas y sedimentos. Estas áreas ocupan las zonas topográficas mas bajas de la ciudad, por lo que gran parte de las edificaciones reposaban sobre sedimentos aluviales y suelos orgánicos compresibles. Se produjeron importantes daños en estructuras, pavimentos, líneas de servicios vitales y deslizamientos de taludes en cañadas y vías. Se reportaron 3 fallecidos y 30 heridos de diversa consideración, además de numerosos daños en infraestructura. Hubo daños estructurales menores en la ciudad de Santiago.

## **5. GEOMORFOLOGÍA**

### **5.1. Análisis geomorfológico**

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

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

La topografía de la Hoja de Esperanza, escala 1:50.000 presenta dos unidades bien diferenciadas a nivel global. Por una parte, en el extremo NE encontramos los relieves montañosos de la Cordillera Septentrional, que muestran un gran desnivel, separados de forma casi abrupta del Valle del Cibao, representado por las planicies del valle del Yaque del Norte, que es surcado por este río y muestra un gran carácter sinuoso debido al escaso desnivel, dejando también rastro de varios meandros abandonados. En el SE de la Hoja el desnivel vuelve a aumentar, aunque con carácter leve, en las estribaciones septentrionales de la Cordillera Central, que se alza en la vecina Hoja de San José de las Matas.

La mayor elevación la encontramos, por tanto, en la Cordillera Septentrional, exactamente en el extremo Este, en la Loma Diego de Ocampo, donde se alcanzan los 1215 msnm. De modo opuesto, los valores más bajos de nivel respecto al mar, los encontramos en la llanura aluvial del Yaque del Norte, donde rondan los 60 msnm.

La red de drenaje es densa en el sistema montañoso de la Cordillera y menos marcada en las vertientes, donde se han desarrollado formas de acumulación gravitacional, fluvial y aluvial-coluvial, principalmente grandes conos de deyección y depósitos de piedemonte de

bajo ángulo. La mayor parte de los arroyos y cañadas de la Hoja van a desembocar al río Yaque, tanto desde la Cordillera Septentrional como desde la Central, a excepción del valle del Río Grande, en el extremo NE, donde encontramos la vertiente norte de la Cordillera Septentrional y en el borde W, donde las aguas de varios arroyos son recogidas por el Canal Navarrete y el Desagüe La Manga.

#### 5.1.1. Estudio morfoestructural

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

##### 5.1.1.1. Formas estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial, reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos sólo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las formas estructurales tienen una importancia morfogenética notable en la Hoja de Esperanza. La Cordillera Septentrional tiene una línea de horizonte bastante uniforme, estando interrumpida por pocos picos dentados. Esto sucede porque se encuentra limitada por una falla, que recorre casi totalmente la longitud de de la Cordillera (De la Fuente, 1976). Como consecuencia de esta falla, su vertiente sur se levanta abruptamente y queda separada de forma casi neta del Valle del Cibao. Por tanto, se trata de una falla con expresión morfológica clara, que sigue dirección NW-SE. Pese a la elevada velocidad con la que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos derivados de la acción de fallas, entre ellos los escarpes de falla degradados y facetas triangulares de escarpe de falla. Éstos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma, pudiendo aparecer de forma individualizada. En algunas fallas, ramales de la Falla Septentrional, se ha indicado el labio que ha quedado hundido.

En algunas áreas, sobre todo en la Cordillera Septentrional, han adquirido importancia los resaltes de escarpes y crestas, bien por acción de fallas, bien por ser morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes, entre los que abundan los bordes de capas monoclinales o capas verticalizadas. Estas estructuras las encontramos sólo en la zona de la Cordillera Septentrional y en el SO donde asoman la superficie estructural de Loma Come Gente y encontramos los escarpes asociados al salto del monoclinal.

En el Valle del Cibao Occidental, en el extremo SW, se elevan varios cerros cónicos, pequeños resaltes en zonas de bajo desnivel, resultado de los procesos erosivos. Un ejemplo es Cerro de Boruco, al O del Canal de Amina.

#### 5.1.1.2. Formas fluviales

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite, asimismo y de forma complementaria, una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la llanura aluvial del río Yaque del Norte, donde destaca la extensión de los cinturones de meandros, sin olvidar la orla de depósitos de piedemonte de bajo ángulo, abanicos y conos de deyección que se disponen al pie de los relieves. En la llanura aluvial del Yaque se han diferenciado: llanura de inundación, cauces y meandros abandonados, además de la identificación de varios niveles de terrazas, formados por cambios del nivel de base del cauce del río.

Los fondos de valle aparecen representados en el enlace de la Cordillera Septentrional, en el centro de la Hoja, y la Cordillera Central, al Sur, con la Llanura del río Yaque. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide, el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica, por sí misma, un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arroyada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Se han identificado varios niveles de terrazas en el río Yaque del Norte, aunque su tamaño y distribución, así como la escala de trabajo, han dificultado su representación cartográfica obligando a agruparlas en conjuntos (inferiores, medias y superiores). En algunos de los casos se encuentran colgadas, es decir, separadas de la llanura de inundación mediante un escarpe.

Entre las formas fluviales erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal, ampliamente representadas en las dos Cordilleras, escarpes, aristas divisorias y cañones o gargantas. Las aristas divisorias se encuentran en el firme de la Cordillera Septentrional, siguiendo la alineación montañosa que pasa por El Tafado, La Cabirma y La Comota. Los cañones representados se pueden distinguir fácilmente en el W de la Hoja, cerca de Esperanza, en la cañada Cañeo, o más al norte, en el Arroyo Seco.

También tienen una notable representación los conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de la vertiente sur de la Cordillera Septentrional. 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. Las dimensiones de estos conos son acusadas en el caso de los que se encuentran asociados al valle del Yaque del Norte, pudiendo llegar al orden de varios kilómetros cuadrados.

#### 5.1.1.3. Formas gravitacionales

En la Cordillera Septentrional el elevado contraste de niveles, junto a las características de los materiales que la forma y la acción del agua, ha propiciado el desarrollo de gran cantidad de deslizamientos y, en menor medida, coluviones, que se encuentran de manera localizada en determinadas zonas de enlace con las planicies de la zona del Desagüe de La Manga o bien asociados a las grandes zonas de deslizamientos. Los deslizamientos más considerables de la Hoja se encuentran en el NW, en las laderas bañadas por los arroyos El Pato, Seco, Molino y Rancho. En el SE, también adquieren gran desarrollo, en la Loma Mata Puerco, el Alto del Perico y la Loma del Aguacate. Principalmente, implican a los materiales de la Fm. Los Haitises, muy competente y a menudo dispuesta sobre los materiales turbidíticos menos competentes de las fms. Atamira y La Toca.

Los desarrollos longitudinales máximos son cercanos a los 3 km. Corresponden en su mayoría a deslizamientos traslacionales, en algunos casos parecen rotacionales, y es muy probable que muchos se hayan movilizad o en sucesivos momentos. Buena parte de las cicatrices de los deslizamientos están claramente ligadas a los trazados de los diversos accidentes siniestros que configuran la zona de la Falla Septentrional en la Hoja de Esperanza. En su génesis o posibles removilizaciones, los factores condicionantes son las intensas precipitaciones, en particular durante la estación de los huracanes, la diferencia de permeabilidades y comportamiento reó d ico entre formaciones de distinta competencia, las altas pendientes y, sin duda, la intensa actividad sísmica y neotectónica.

También se debe citar que la mayoría de estos deslizamientos tienen sus cicatrices de despegue bien desarrolladas y conservadas, siendo posible su cartografía.

#### 5.1.1.4. Formas poligénicas o de difícil adscripción.

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

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve, en las que imperan el transporte y sedimentación, como es el caso de los piedemontes situados al S de la Cordillera Septentrional y al N de la Central, en dirección al Valle del Yaque. Por tanto las morfologías que se generan en los pedimentos pueden ser de carácter erosivo o mixto como los depósitos de piedemonte de bajo ángulo o claramente deposicional como los abanicos aluviales.

Los depósitos de piedemonte de bajo ángulo y los abanicos aluviales pueden estar íntimamente relacionados por lo que a veces surge un problema para diferenciarlos aunque desde un punto de vista morfogenético los abanicos se incluyen claramente en el sistema fluvial. Un abanico puede convertirse en un depósitos de piedemonte de bajo ángulo como consecuencia del descenso del nivel de base y un aumento de la erosión que provoca su degradación y, a su vez, este puede quedar fosilizado por aportes posteriores formando un claro abanico. Se ha preferido describir los piedemontes que aparecen en la Hoja como depósitos de piedemonte de bajo ángulo por diversas razones: en primer lugar para

remarcar su origen poligénico; asimismo se ha tenido en cuenta que los depósitos de piedemonte de bajo ángulo son propios de áreas con relieve poco contrastado, como es el caso, a diferencia de los abanicos, que son más abundantes en relieves energéticos; el espesor del depósito es inferior a 1/100 de la longitud de la forma y presenta las mayores potencias, al menos aparentemente, en las zonas más distales, características más propias de los depósitos de piedemonte de bajo ángulo; por último el considerar la peculiaridad climática de esta zona semiárida y seca, entorno más típico de los depósitos de piedemonte de bajo ángulo que de los abanicos aluviales. De todas formas la adscripción de estas formas a abanicos aluviales de baja pendiente degradados también podría ser posible aunque por su descripción habría que incluirlos necesariamente en las formas poligénicas.

En esta Hoja, los depósitos de piedemonte de bajo ángulo ocupan una gran extensión, en las dos vertientes hacia el Valle del Cibao. En algunas zonas, al este del núcleo de Villa Bisonó, se encuentran degradados y la erosión ha marcado escarpes en sus bordes.

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 NW de la Hoja, en las inmediaciones de Jicomé de Arriba.

## **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 erosivos aluviales y fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con



---

sus aportes sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao, especialmente representado por la llanura aluvial del río Yaque del Norte.

Es igualmente evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad con excepción del Valle del Yaque, donde predominan claramente los procesos sedimentarios. Durante esta etapa se generan los relieves estructurales –crestas y escarpes estructurales de cuevas y *hog-backs*- por erosión diferencial de la serie neógena, como es el caso del firme de la Lomota de Santiago y de los numerosos escarpes estructurales de la Cordillera Septentrional y de la Loma come Gente en el piedemonte de la Cordillera Central.

A partir de este momento, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con encajamientos muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar, y con profundos y rápidos encajamientos en la Cordillera Septentrional, afectada por una intensa actividad neotectónica, como prueban los sucesivos frentes de facetas triangulares de vertiente asociados a las diversas posiciones del frente activo de la Falla Septentrional, particularmente observables en las proximidades de Jicomé Arriba. Sus características geomórficas hacen que se deba considerar como plenamente activa.

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

La evolución reciente del ámbito de la Hoja ha estado condicionada en parte por procesos dominantes de acumulación sedimentaria en el Valle del Yaque. La actividad de las áreas montañosas de la Cordillera Septentrional está dominada en la actualidad por los mismos procesos activos que en el pasado inmediato: encajamiento de la red fluvial y una importante actividad sísmica y neotectónica, desencadenantes del desarrollo de la extensa orla de abanicos aluviales hacia el Valle del Yaque del Norte y de una extraordinariamente dinámica de laderas modeladas por grandes deslizamientos entre cuyos factores condicionantes también están los de tipo climático, dada la frecuencia en que tormentas tropicales o huracanes asolan la región.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Esperanza se integra dentro de la evolución general de la Cordillera Septentrional (en particular de su sector occidental) a lo largo del Cenozoico, la cual se relaciona con el final de la subducción y la subsecuente colisión oblicua entre las placas norteamericana y caribeña. Esta colisión oblicua generó un régimen transpresivo siniestro desde finales del Eoceno a la actualidad, con importantes y continuos cambios paleogeográficos que han configurado una estratigrafía y estructura complejas. A partir del estudio de las unidades que componen la Cordillera Septentrional, se han podido diferenciar las siguientes etapas principales en la evolución paleogeográfica y tectónica (o, en la historia geológica) de la región, en parte ya identificadas en el resto de los dominios geológicos presentes en la isla (Fig. 6.0.1):

- ❖ *Cretácico Inferior*. Se caracteriza por el desarrollo de un arco de isla primitivo sobre una zona de subducción con polaridad hacia el sur (Krebs *et al*, 2005; Krebs *et al.*, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Virueite *et al.*, 2009) cuyo principal exponente en la isla es la Fm. Los Ranchos y del que el Complejo del Carcheal (y, posiblemente una parte de la unidad de gabros y de la Fm Los Caños del CBPP), constituyen los únicos indicios en la Cordillera Septentrional.
- ❖ *Cretácico Superior-Paleoceno (¿o Eoceno Inferior?)*. Continuación de la subducción (con un posible cambio en la cinemática y la misma polaridad, que se mantiene hasta la actualidad), con el desarrollo del Arco de Islas del Caribe; su principal producto en la isla es el Grupo Tireo de la Cordillera Central (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Virueite *et al.*, 2007, 2008). Dadas sus afinidades geoquímicas (AIT), los Complejos de Palma Picada y de Pedro Garcia se pueden relacionar con este proceso que se prolongó durante el Paleoceno (y, quizá el Eoceno Inferior, tal y como como sugieren los resultados de sus dataciones absolutas). Pese a su identificación en trabajos previos (total o parcialmente) con un fragmento de la corteza oceánica de la placa Norteamérica (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1980; Eberle *et al.*, 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991), los análisis geoquímicos realizados en rocas del Complejo de Puerto Plata también revelan una signatura de tipo AIT que obliga a considerar a este complejo como parte del propio edificio del arco de isla circumcaribeño, si bien con una posición más septentrional, probablemente muy cercana al frente activo o zona de subducción.

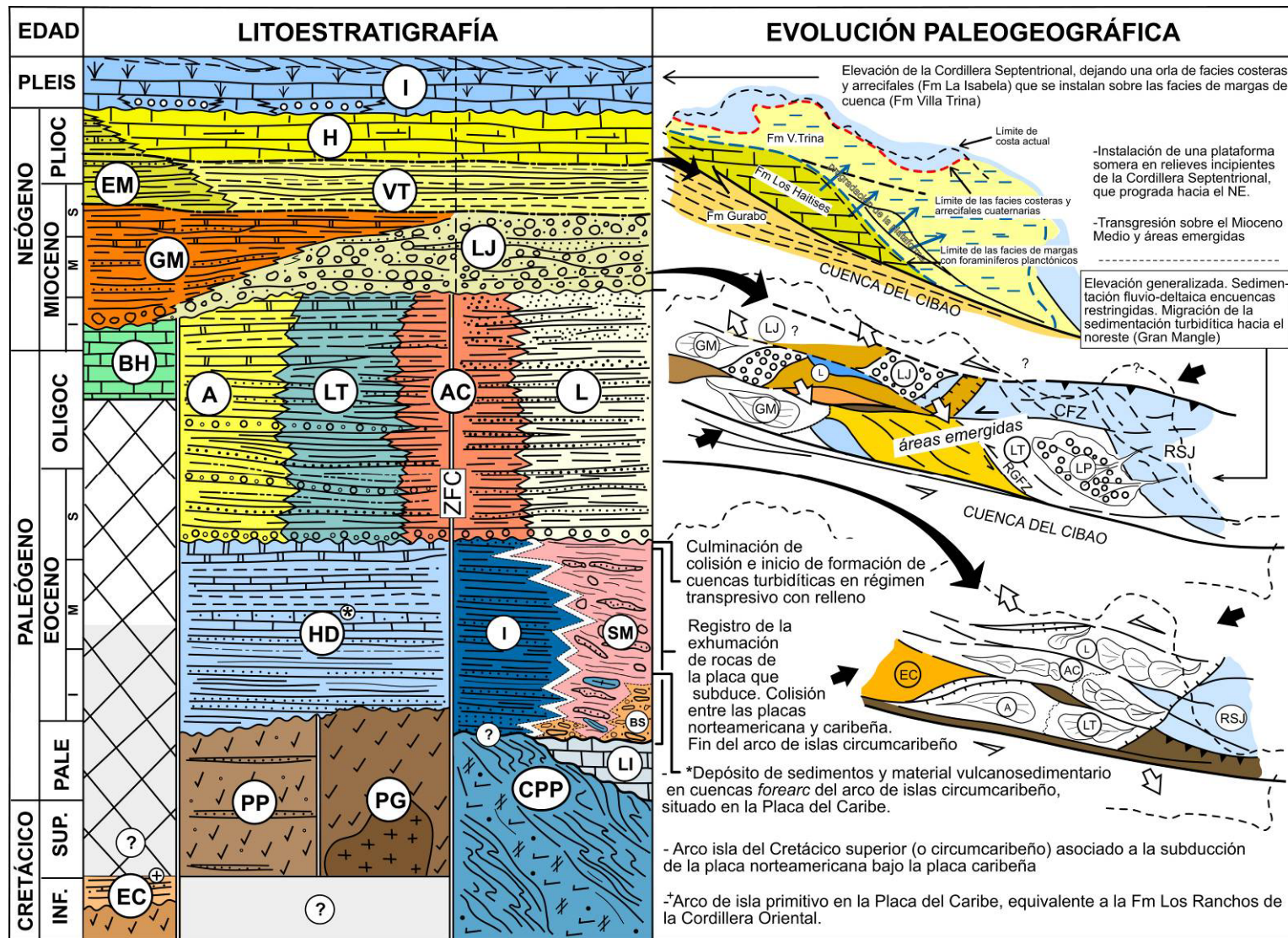
- ❖ *Eoceno*. Constituye un periodo con frecuentes y rápidos cambios, con un registro discontinuo por cuanto en él concurre el final de la subducción y la subsecuente colisión, así como la exhumación de las rocas involucradas en estos dos procesos. Se entiende por colisión el momento en que las rocas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

Durante este periodo, en la parte más meridional de la región se produjo el depósito de plataformas carbonatadas distales (Fm. Los Hidalgos) con importantes aportes volcanosedimentarios derivados de la erosión de los relieves volcánicos que constituyen su sustrato y de algún episodio de actividad volcánica. En posiciones más septentrionales (aún descontando los desplazamientos laterales) y bastante más próximas al frente activo (parte frontal de la cuenca delantera de arco, talud, o fosa interna –*inner trench*-,) se depositó la Fm. Imbert (y unidades relacionadas, - brechas serpentínicas y Fm San Marcos) sobre un Complejo de Puerto Plata, ya parcialmente desmembrado por exhumación tectónica (para más detalles sobre este sector, consultar la Hoja de Imbert).

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

occidentales de la cordillera (no representados en la Hoja de Esperanza) todavía se producía el depósito de sucesiones turbidíticas (Und. de La Jaiba y Gran Mangle).

- ❖ *Mioceno Superior-Plioceno Superior.* En el Mioceno Superior comienza un nuevo ciclo transgresivo-regresivo con el depósito de los materiales margosos con fauna pelágica de la Fm. Villa Trina que evolucionan, fundamentalmente durante el Plioceno, a sistemas de plataformas carbonatadas someras representadas por la Fm. Los Haitises. Estas formaciones llegaron a recubrir la práctica totalidad de los territorios que hoy conforman la Cordillera Septentrional, discordantes sobre cualquier formación precedente. La tendencia regresiva de la parte final del ciclo debió estar en parte inducida por el levantamiento de la cordillera a favor de los principales desgarres, entre ellos, sobre todo, la falla Septentrional, cuya actividad principal con movimiento en dirección e inverso, comenzó en este momento. Al mismo tiempo, en la otra vertiente (Cuenca del Cibao) se traduce esta etapa en la sedimentación de la formación Mao, de características sublitorales.
- ❖ *Pleistoceno-Actualidad.* El mencionado levantamiento de la cordillera desde finales del ciclo anterior, produjo una restricción de los sedimentos marinos a la orla litoral N de la isla, donde se depositó la Fm. La Isabela que reproduce las mismas facies de plataforma somera (mayoritariamente arrecifales) de la Fm Los Haitises. En toda la región se produce la continentalización de los aportes, desarrollándose importantes sistemas de abanicos aluviales producidos por los relieves recién creados en la Cordillera Septentrional ya entrado el Pleistoceno. En el interior de la cordillera prosiguió la fuerte tectonización a lo largo de los principales desgarres y estructuras asociadas, hasta llegar a una estructura general muy próxima a la actual, generadora del relieve principal que ha sido modelado por los agentes erosivos.
- ❖ Finalmente, el ascenso de la Cordillera Septentrional continúa siendo en la actualidad de 12 Mm/año, debido a que el régimen de compresión oblicua entre las placas del Caribe y Norteamérica es en la actualidad todavía activo. Esta tasa de elevación condiciona y magnifica los efectos de los procesos erosivos y sedimentarios, a menudo y desgraciadamente con efectos que pueden llegar a ser catastróficos para la población.



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

---

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. Hidrogeología

#### 7.1.1. Climatología e hidrología

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

Este último, presenta una temperatura media anual del orden de los 27°C y precipitaciones medias anuales en el entorno de los 700 mm que se dan en la ciudad de Santiago. La vegetación autóctona predominante es de bosque seco subtropical excepto en la vega del Yaque, que recorre la Hoja por el S y esta ocupada por cultivos principalmente de banana con una importante red de canales de riego.

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

El Yaque es el principal de río de la Hoja, seguido por su afluente Amina procedente de la Cordillera Central. La llanura aluvial del Yaque presenta una red de drenaje gruesa con una textura de drenaje desordenada propia de las llanuras aluviales. La estación fluviométrica de Jinamagao, sobre dicho río, da valores de caudal medio del orden de los 32 m<sup>3</sup>/s.

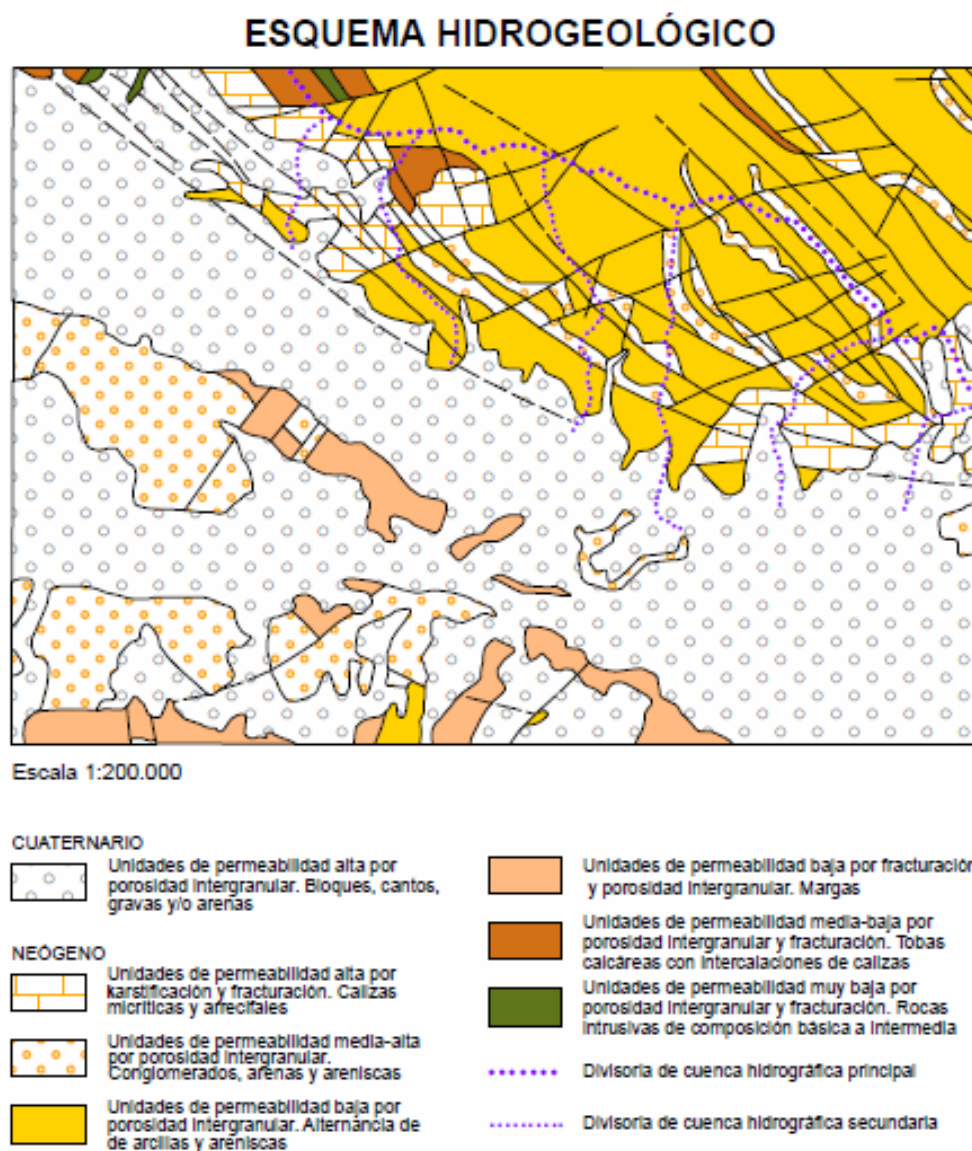
En el Sector correspondiente a la Cordillera Septentrional, las precipitaciones superan los 1.200 mm. En general, el régimen de lluvias es de tipo bimodal con una época lluviosa en la primavera (meses de mayo y junio) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en julio.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

Desde el punto de vista hidrológico, la red hidrográfica está integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas) de carácter estacional muchos de ellos, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con rápidas y violentas crecidas en la época de

lluvias. En la parte noreste de la Hoja, el río Grande se sitúa al norte de la divisoria de aguas septentrional del Yaque, desembocando en el Atlántico a través del río Bajabonico.

### 7.1.2. Hidrogeología

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



**Fig. 7.1.1.** Esquema hidrogeológico de la Hoja de Esperanza.

Las unidades y agrupaciones consideradas son las siguientes:

- *Formaciones porosas, sede de acuíferos de permeabilidad alta y muy productivos:* depósitos aluviales, depósitos gruesos de abanicos, conos aluviales y deslizamientos.
- *Formaciones kársticas, algo fracturadas, sede de acuíferos de alta permeabilidad y productividad:* Fms. Los Haitises y Mao Adentro, en sus facies más calcáreas.
- *Formaciones porosas, sede de acuíferos locales de permeabilidad media a alta, productivos:* formaciones terrígenas del relleno neógeno del valle del Cibao (Fm. Mao) e intercalaciones conglomeráticas dentro de las Fms. Altamira y La Toca.
- *Formaciones poco porosas por porosidad intergranular, sede de acuíferos locales muy poco productivos, de permeabilidad normalmente baja:* Fm. Cercado en el Valle del Cibao y depósitos turbidíticos de las Fms. Altamira y La Toca en la cordillera.
- *Formaciones poco porosas y fisuradas, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad media-baja:* tobas calcáreas con intercalaciones calcáreas de la Fm. Los Hidalgos.
- *Formaciones de muy baja permeabilidad y sin acuíferos significativos:* rocas volcánicas y vulcanoderivadas de la Fm. Palma Picada.

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



## **7.2. Recursos minerales**

### 7.2.1. Sustancias energéticas

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

### 7.2.2. Rocas industriales y minerales metálicos

En el territorio de la Hoja de Esperanza, se han reconocido 2 indicios, próximos al paraje de Callola, correspondientes a una mineralización de cobre ligada a rocas del complejo volcanosedimentario de Los Hidalgos (cuadro 7.2.1). Por otra parte, se han inventariado 29 minas a cielo abierto, muchas de ellas de escasa entidad, abandonadas o de funcionamiento intermitente, para la extracción de rocas de uso industrial (cuadro 7.2.2). Las litologías objeto de aprovechamiento son diversas: principalmente conglomerados y gravas, pero también calizas, tufitas, arcillas y areniscas.

#### 7.2.2.1. Minerales Metálicos

Desde el punto de vista mineralógico, la Fm. Los Hidalgos es fértil. En el afloramiento de las inmediaciones de Callola se ha detectado una fina disseminación de sulfuros de cobre. En superficie, la mineralización, se detecta por la pátina oxidada de los minerales así como por la mineralización secundaria, malaquita, que impregna a las rocas.

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

**Cuadro 7.2.1. Indicios metálicos de la Hoja de Esperanza**

Localidad	Coordenadas		Sustancia	Edad- Formación	Litología
	X	Y			
Cayola	02.666	73.069	Cu	Los Hidalgos	Tufitas
Cayola	02.604	72.998	Cu	Los Hidalgos	Tufitas

**Cuadro 7.2.2. Indicios de rocas industriales de la Hoja de Esperanza**

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	14.535	69.477	Cañada Bonita	Areniscas	Inactiva	Pequeño	Arm
2	10.116	70.614	Cañada Bonita	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
3	11.135	70.414	Cañada Bonita	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
4	11.527	68.294	Cañada Bonita	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
5	01.920	72.865	Los Hidalgos	Calizas y Tufitas	Inactiva	Medio	Arm
6	11.663	72.179	Cañada Bonita	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
7	04.447	66.797	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
8	04.394	66.287	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Activa	Grande	Arm
9	04.077	65.862	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Activa	Grande	Arm
10	05.790	65.450	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Intermitente	Grande	Arm
11	05.541	65.219	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Activa	Grande	Arm
12	05.835	64.965	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Activa	Grande	Arm
13	93.526	63.753	Terraza	Arcillas	Activa	Pequeño	Arc
14	92.015	63.822	Terraza	Arcillas	Activa	Pequeño	Arc
15	91.595	62.680	Terraza	Arcillas	Activa	Pequeño	Arc
16	08.025	62.750	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
17	07.530	62.540	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Activa	Grande	Arm
18	07.198	62.554	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Intermitente	Medio	Arm
19	06.800	62.616	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Inactiva	Medio	Arm
20	06.528	62.523	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Inactiva	Medio	Arm
21	06.286	62.523	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Activa	Grande	Arm
22	01.314	63.592	Terraza	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
23	94.723	72.506	Deslizamiento	Calizas	Inactiva	Pequeño	Arm
24	07.959	63.360	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
25	00.939	67.218	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm
26	99.482	68.477	Abanicos Aluviales	Conglomerados	Intermitente	Grande	Arm
27	03.926	60.790	Terraza	Arenas	Inactiva	Pequeño	Ar
28	11.288	74.743	Cañada Bonita	Conglomerados	Inactiva	Medio	Arm
29	11.043	72.626	Cañada Bonita	Conglomerados	Inactiva	Pequeño	Arm

#### 7.2.2.2. Rocas Industriales

La mayor parte de las labores tienen por común denominador su pequeño tamaño, falta de mecanización e intermitencia en su actividad, ligada a la construcción y mantenimiento de la red viaria local. Las situadas al S de Esperanza se ocupan de la elaboración de tejas y ladrillos de forma artesanal. Las minas activas en las proximidades de Navarrete son de mucho mayor tamaño y volumen de extracción, siendo el mercado principal la vecina ciudad de Santiago.

##### *Descripción de la Sustancias*

- Conglomerados: hay diversas pequeñas explotaciones situadas en las intercalaciones conglomeráticas de la Fm. Altamira. Mayor importancia presentan las situadas sobre los abanicos aluviales cuaternarios próximos a Navarrete.
- Calizas y tufitas: se localiza una pequeña mina en la Fm. Los Hidalgos, y otra sobre materiales de la Fm. Los Haitises afectados por un gran deslizamiento.
- Arcillas: se localizan preferentemente sobre el nivel de terraza inferior del río Yaque.
- Areniscas y arenas: existen dos canteras situadas sobre la Fm. Altamira y sobre una terraza del Yaque.

#### 7.2.2.3. Potencial Minero

El potencial minero de la Fm. Los Hidalgos está por estudiar. Investigaciones futuras determinarán si se trata de un metolotecto de interés económico.

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

## **8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO**

### **8.1. Introducción**

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

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

### **8.2. Relación de los L.I.G.**

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

Se han seleccionado tres L.I.G., que corresponden uno de ellos a un itinerario y otros dos a buenas secciones estratigráficas. El primer lugar de interés geológico corresponde al itinerario del firme de La Lomota de Altamira, desde el cruce con la carretera de Puerto Plata próximo a Cañada Bonita, hasta la localidad de El Talado. Se observan, por un lado, buenos afloramientos puntuales de las fms. Altamira y Los Haitises, además de una espléndida

visión de la articulación del Valle del Cibao con la Cordillera Central mirando hacia el S, y del estilo morfoestructural de la zona central de la misma dirigiendo las miradas hacia el N. El segundo sería el corte de los miembros superiores de la fm. Altamira, mb. El Limón y mb. La Pocilguita, en el arroyo Las Lavas. El tercer L.I.G. se encuentra en el Arroyo Arrenquillo, en las proximidades de Villa Gonzalez, donde se observan las características sedimentarias de la Fm. Los Haitises.

#### 8.2.1. L.I.G. nº 1. Firme de La Lomota de Altamira.

El acceso se realiza por la pista que, desde la Carretera de Navarrete a Puerto Plata, sale en dirección N un Km al N de Cañada Bonita, comunicando las pequeñas localidades de El Túnel, La Sierra, La Lomota de Altamira, La Cabiria y El Talado.

Este recorrido es muy interesante desde tres puntos de vista: por una parte, se observan buenos y diversos afloramientos tanto de las turbiditas como de los niveles conglomeráticos que intercala la Fm. Altamira y de las facies micríticas más conspicuas en la Fm. Los Haitises en este sector de la Cordillera. Por otra, la espectacular visión de la geomorfología del Valle del Cibao y su articulación con los grandes relieves de la Cordillera Central desde diversos puntos que constituyen buenos miradores en dirección S, completada por la igualmente espectacular vista hacia el N, que permite apreciar la morfoestructura de la Cordillera Septentrional en su sector central, alcanzándose a divisar hasta la Loma Isabel de Torres, junto a Puerto Plata.

El interés de este punto es fundamentalmente científico y didáctico, y desde los puntos de vista estratigráfico, sedimentológico, tectónico, geomorfológico e incluso, paleontológico. Dada la diversidad y amplitud de las observaciones a realizar, podría considerarse de interés regional.

#### 8.2.2. L.I.G. nº 2. Mbs. El Limón y La Pocilguita en el Arroyo Las Lavas.

Es un lugar de fácil acceso desde el pueblito de La Pocilguita del Limón, bajando al río desde las primeras casas por el N. El descenso por el río permite la observación estratigráfica y sedimentológica del conjunto de ambos miembros en un afloramiento monoclinial prácticamente continuo buzando unos 40° al SO, afectado por el sistema de desgarres sinestrales que configuran estructuralmente la cordillera. El recorrido discurre

durante unos 3'5 Km a través de una pequeña garganta que se ensancha en algunos meandros, los cuales permiten el desarrollo de algunas terrazas bajas. Los afloramientos de los términos superiores alcanzan hasta las cercanías del puente situado al N de Las Lavas, desde donde se puede acceder de nuevo a la pista. A lo largo de trayecto, hay diversos accesos a dicha pista que permiten realizar el trayecto a trozos. La prolongación del recorrido al sur de dicho puente, permite igualmente una precisa observación de las facies apicales del sistema de abanicos aluviales holocenos que articulan la vertiente septentrional del Valle de Cibao con la Cordillera Septentrional.

Es un punto de especial interés debido a que existe una sucesión prácticamente continua de los dos miembros superiores de la fm Altamira, los miembros El Limón, particularmente su parte intermedia, y Las Lavas, de los que, de hecho, este L.I.G. constituye su estratotipo formal (De Zoeten y Mann, 1991). Se puede hacer un levantamiento stratigráfico y sedimentológico tanto de la facies turbidíticas de lóbulo, como de los niveles de calcarenitas resedimentadas de la parte intermedia del mb. El Limón.

El interés de este punto es igualmente científico y didáctico, y en este caso puede considerarse como de interés nacional, por su gran importancia en la evolución geológica de la Cordillera Septentrional.

### 8.2.3. L.I.G. nº 3. La Fm. Los Haitises en el Arroyo Arrenquillo.

Para acceder a ese punto, se parte de la pista que parte desde Villa González francamente hacia el N en dirección al lugar de La Lomita, accediéndose desde allí a pie por el *talweg* del Arroyo Arrenquillo.

Aunque dado el profundo encajamiento del cañón que forma el arroyo y la verticalidad de sus paredes mucha parte del afloramiento es inaccesible o requeriría técnicas de escalada deportiva para la observación cercana, se pueden observar con claridad las facies tanto de núcleo como de frente arrecifal que en este punto constituyen mayoritariamente la fm. Los Haitises. El punto tiene un interés científico y didáctico para observar sedimentológica y paleontológicamente los arrecifes mio-pliocenos en la parte central de la cordillera. Por su alcance geográfico, presenta un interés regional.

---

## 9. BIBLIOGRAFÍA

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

- 
- CALAIS, E. & MERCIER DE LÉPINAY, B. (1995).** Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage). *Marine Geophysics Research*, 17, 63-95.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LÉPINAY, B. (1992a).** From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, 11, 114-123
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LÉPINAY, B. (1998).** Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. En: *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone.* (J.F. Dolan, P. Mann, Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 125-141
- CALAIS, E., MAZABRAUD, Y., MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002).** Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters* 106(6), 1-8.
- COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999).** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- CUNNINGHAM, W. D. y MANN, P. (EDS., 2007).** Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological society of London, Special Publication, 290, 1-12.
- De ZOETEN, R. (1988).** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.
- De ZOETEN, R. & MANN P. (1991):** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, 265-279.
- De ZOETEN R. & MANN P. (1999):** Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America – Caribbean Plate boundary zone. *Caribbean Basins. Sedimentary basins of the world* (Mann, P. Ed., Series editor Hsü, K.J.), 247-286.



- DEBON, F. & LE FORT, P. (1983).** A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.
- DEFANT, M.J., DRUMMOND, M.S. (1990).** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.
- DE LA FUENTE S. (1976).** *Geografía Dominicana. Amigo del Hogar*, Santo Domingo, 272 p.
- DE METS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. & MANN, P. (2000).** GPS geodetic constraints on Caribbean- North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437–440.
- DÍAZ DE NEIRA, J. A. & SOLÉ PONT, F. J. (2002).** Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). *Acta Geologica Hispanica* 37, 163-181.
- Servicio Geológico Nacional (SGN), BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR). COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991).** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.
- DIXON, T., FARINA, F., De METS, C., JANSMA, p. and CALAIS, E. (1998).** Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation based on a decade of GPS measurements. *J. Geophys. Res.* 103 (15), 157-15,182.
- DOHM, C.F. (1943).** Memorandum of the Cordillera Septentrional between La Cumbre and Villa Trina. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 4 p.
- DOLAN J., MANN P., de ZOETEN R., HEUBECK C., SHIROMA J., MONECHI S. (1991).** Sedimentologic, stratigraphic and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, 217-263.
- DOLAN J.F., MULLINS H.T., WALD D.J. (1998).** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. and Mann P., eds., *Active strike-slip and collisional tectonics of the*

---

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

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

**DOLAN, J. F., MANN, P. (1998).** Preface; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. Special Paper-Geological Society of America 326, 5-16

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

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

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

**DONNELLY, T.W. & ROGERS J., (1980).** Igneous series in island arcs: The north eastern Caribbean compared with world wide island arc assemblages. Bulletin Volcanologique, v. 3, p.347-382.

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

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

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

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

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

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

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

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

**EDGAR N.T. (1991).** Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, 281-299.

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

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

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

---

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

**ESCUDE VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007).** Tectónica y geoquímica de la formación Amina: registro del arco isla Caribeño primitivo en la Cordillera Central, República Dominicana. Boletín Geológico y Minero 118 (2), 221-242.

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

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

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

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

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

**ESCUDE VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., ULLRICH, T.D. MORTENSEN, J. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2006a).** Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and

Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. *Journal of Structural Geology* 28, 1496-1519.

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

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

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

**FRIEDMAN, R. (2010).** Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método U-Pb en zircones. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia. Inédito

**GABB, W. M. (1873).** On the topography and geology of Santo Domingo. *Transactions of the American Philosophical Society*, n.s., 15:49–259.

**GABITES, J. (2010).** Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método Ar-Ar. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia. Inédito

**GARCIA-LOBON J.L. y AYALA C. (2007).** Cartografía geofísica de la República Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. *Boletín Geológico y Minero* 118(2), 175-194.

**GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDE VIRUETE J. (2007).** Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.

**GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LÉPINAY B. (2000).** Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana´ Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.

**HENEKEN, T. S. (1853).** On some Tertiary Deposits in San Domingo. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 9, 115-134.

- 
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2007).** La estructura del Sector Meridional de la República Dominicana. Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 287 pp.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002).** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana (Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A. y Hernaiz Huerta, P.P., Eds.). Acta Geológica Hispánica 37, 183-205.
- HEUBECK C. (1988).** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 pp.
- JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., LOPEZ, A., DEMETS, C., DIXON, T.H., MANN, P. & CALAIS, E. (2000).** Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean from GPS geodesy. *Tectonics* 19, 1021-1037.
- JOYCE, J. (1991).** Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 47-76.
- KERR, A.C., TARNEY, J., KEMPTON, P.D., SPADEA, P., NIVIA, A., MARRINER, G.F., DUNCAN, R.A. (2002).** Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research* 107, 1029-2001.
- KESLER S.E., SUTTER J.F. (1977).** Progress report on radiometric age determination in the Caribbean region. Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference, 85-86.
- KESLER S.E., SUTTER J.F., JONES L.M., WALKER R.L. (1977).** Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology* 5, 245-247.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., AND MCCURDY, K. (2003).** Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems: *Mineralium Deposita* 38, 668-682.
- KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., SMITH, C.N., HALL, C.M., AND ALLEN, C.M. (2005a).** Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*.

- KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., ALLEN, CH.M. (2005B).** Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. Geological Society of America Bulletin 117, 987-995.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., MCCURDY, K., AND CUMMING, G.L. (1990a).** Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., et al., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 187-201.
- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.P., DRAPER, G., IDLEMAN, B. (2005).** The Rio San Juan Complex (Northern Dominican Republic): geothermobarometry and age determinations. Mitt.Österr.Miner.Ges. 150
- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.-P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2008).** The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. Lithos 103, 106-137.
- LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER F., SENEBIER, F. (2000).** Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. Journal of Geophysical Research 105, 8403-8421.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., DE LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R.C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D., COTTEN, J. (1999).** Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. Journal of Geology 107, 193-207.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., LOUBET, M. (1997).** Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. Journal of Geology 105, 111-120.
- LEWIS, J.F. (1980).** Résumé of geology in Hispaniola. En Field guide to the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 5-31

- 
- LEWIS J.F., DRAPER G. (1990):** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin: Decade of North American Geology. The Caribbean, Geol. Soc America 77-140.
- LEWIS J.F., AMARANTE, A, BLOISE G., JIMENEZ J.G. Y DOMINGUEZ, J. (1991).** Lithology and stratigraphy of Upper cretaceous rocks volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiro Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord with Haiti. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. Eds.),. Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.
- LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995):** Geochemistry and petrologic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A-227.
- LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000).** The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. In: VMS deposits of Latin America (R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan, Eds.). Geological Society of Canada Special Publication, 223-249.
- LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002):** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica. 37, 2-3, 81-122.
- LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006).** Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. Geologica Acta 4, 237-263.
- LONSDALE, W. (1853).** Notes on the fossil corals of San Domingo, in: On some Tertiary Deposits in San Domingo (Heneken, J.S.). Quarterly Journal of the Geological Society, 9, 115-134.



- 
- LUTZ, B.P., ISHMAN, S.E., MCNEILL, D.F., KLAUS, J.S. AND BUDD, A.F. (2008).** Late Neogene planktonic foraminifera of the Cibao Valley (northern Dominican Republic): Biostratigraphy and paleoceanography. *Marine Micropaleontology*, 69: 282-296.
- MAIER, K. L., KLAUS, J. S., MCNEILL, D. F., BUDD, A. F. (2007).** A late Miocene low-nutrient window for Caribbean reef formation? *Coral Reefs*, 26. 635–639.
- MANN, P. (1999).** Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. In: *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* (Mann, P., Ed.), 3-31.
- MANN P., BURKE K., MATSUMOTO T. (1984):** Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 311-324.
- MANN, P., CALAIS, E., AND HUÉRFANO, V. (2004).** Earthquake shakes “big bend” region of North America–Caribbean boundary zone: *Eos. Transactions, American Geophysical Union* 85, 8.
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DEMETS C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S. (2002).** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 6, 1- 26
- MANN P., DRAPER G., LEWIS J.F. (1991):** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper* 262, 325 pp.
- MANN P., DRAPER G., LEWIS, J.F. (1991):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper* 262, 1-28.
- MANN, P.; PRENTICE, C.; KING, W.; DEMETS, C.; WIGGINS-GRANDISON, M.; BENFORD, B. (2008).** Late Quaternary Activity and Seismogenic Potential of the Gonave Microplate: Plantain Garden Strike-Slip Fault Zone of Eastern Jamaica. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2008*, abstract #T11B-1869.
- MANN P., PRENTICE C.S., BURR G., PENA L.R., TAYLOR F.W. (1998):** Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In: *Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone* (Dolan J.F. and Mann P., Eds.) *Geological Society of America Special Paper* 326, 63-124.

- 
- MANN P., TAYLOR F.W., EDWARDS R.L., KU T.L. (1995):** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics* 246, 1-69.
- MARCANO F. E. J., TAVARES I. (1982):** Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, Publicaiones Especiales, III, 30 pp.
- MAURRASSE, F.J.M. (1981).** New data on the stratigraphy of the southern peninsula of Haiti. En : *Transactions du 1er colloque sur la géologie d'Haiti* (F.J.M. Maurrasse, Ed.), 184-198. Ministère des Mines et des Ressources Énergétiques Port-au-Prince, Port-au-Prince, Haiti.
- MAURRASSE, F.J.-M., G., HUSLER, J., GEORGES, G., SCHMITT, R., DAMOND, P. (1979).** Upraised Caribbean sea-floor below acoustic reflector B" and the Southern Peninsula of Haiti. *Geologie en Mijnbouw* 8, 71-83.
- MAURY, C.J. (1917):** Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology.*, vol.5, N° 30, pp. 1-43.
- MAURY, C.J. (1919):** A proposal of two new Miocene formational names. *Science (N.S.)*, vol. 50, N°1304, p. 591.
- MAURY, C.J. (1922):** The recent Arcas of the Panamic Province. *Paeontographica Americana.*, vol.1, N° 4, pp.163-208.
- MAURY, C.J. (1929):** Porto Rican and Dominican stratigraphy. *Science (N.S.)* vol. 70, N° 1825, p.609.
- MAURY, C.J. (1931):** Two new Dominican formational names. *Science (N.S.)* vol. 73, N° 1880, pp. 42-43.
- MOLNAR, P., & SYKES, L. R., (1969).** Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity: *Geological Society of América Bulletin*, v. 80, p. 1639-1684.
- MOORE, J. C. (1850).** On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S. Heneken, Esq. with remarks on the fossils. *Geological Society of London, Quaterly Journal.*, vol. 6 pp. 44-53.
- MUFF, R. & HERNÁNDEZ, M. (1986).** The hydrothermal alteration and pyrite-galena-sphalerite mineralization of a porphyrite intrusion at Palma Picada in the Cordillera

---

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- 
- PINDELL, J. (1985).** Plate tectonic evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean region. PhD thesis. Durhan University, England, p 287.
- PINDELL J. L. (1994).** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: Caribbean geology. An introduction (Donovan. S.K., Jackson, T.A. Eds.), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, 13-39.
- PINDELL J.L., BARRET S.F. (1990).** Geologic of the Caribbean region; A plate- tectonic perspective. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Dengo, G. y Case, J.E., eEds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, 405-432.
- PINDELL J.L., DRAPER G. (1991).** Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G., Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 97-114.
- PINDELL, J. L., KENNAN, L. (2006).** Mexico and Gulf of Mexico, Exploration Framework Atlas Volume 4: Tectonic Analysis Ltd., non-exclusive report and GIS database.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L. (2009).** Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: The geology and evolution of the region between North and South America (James, K., Lorente, M.A., Pindell, J., Eds), Geological Society of London, Special Publication. 1-60.
- PINDELL, J., L. KENNAN, K. P. STANEK, W.V. MARESCH, AND G. DRAPER, (2006).** Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta* 4, 303-341.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L., MARESCH, W.V., STANEK, K.P., DRAPER, G., HIGGS, R. (2005).** Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Caribbean-South American plate interactions (Lallemant, A., Sisson V.B. Eds.), Geological Society of America Special Paper 394, 7-52.
- PRENTICE, C.S., MANN, P., TAYLOR, F.W., BURR, G. & VALASTRO, S. (1993).** Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic. *Geology* 21, 49–52.

- PRENTICE, C.S., MANN, P., PEA, L.R., BURR, G. (2002).** Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, *J. Geophys. Res.* 108, 234-278.
- REDMOND, B. (1982).** Sedimentary processes and products; an amber bearing turbidite complex in the northern Dominican Republic. PhD Thesis. Troy, New York, Rensselaer Polytechnic Institute, 455 p.
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P., BIJU-DUVAL, B. (1986).** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
- SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURASSE, F. (1988).** Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.
- SHERVAIS, J.W., (2001).** Birth, Death, and Resurrection: The life cycle of supra-subduction zone ophiolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, Paper 2000GC000080
- SOWERBY G. B. (1850):** Descriptions of new species of fossil shells found by J.S. Heneken, Esq. en Moore, J.C., On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S. Heneken, Esq. with remarks on the fossils. *Geological Society of London, Quaterly Journal*,.6. 44-53.
- STEIN, G., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- SHERVAIS, J.W., (2001).** Birth, Death, and Resurrection: The life cycle of supra-subduction zone ophiolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, Paper 2000GC000080
- TAYLOR, R.N. Y NESBITT, R.W. (1995).** Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie, J.L. (ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication, 81, 115-134

- 
- VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. CALKINS, F. C. (1921).** A geological reconnaissance of the Dominican Republic. Geol. Dominican Republic Mem., 268 pp.
- VOKES, E.H. (1989):** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). *Bulletins of American Paleontology*, vol. 97, N° 332, pp. 5-94.
- WINCHESTER J.A. Y FLOYD, P.A., (1977).** Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- WINSLOW M.A., GUGLIELMO G. Jr., NADAI A.C., VEGA L.A., McCAAN W.R. (1991).** Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 301-313.
- WOOD D.A. (1980).** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11-30.
- ZACK, T, RIVERS, T, BRUMM, S., KRONZ, A., (2004).** Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic, *European Journal of Mineralogy*, v. 16. p. 909-916.