



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50,000**

**VILLA RIVA
(6273-IV)**

Santo Domingo, R.D., Enero 2007/Diciembre2010

La presente Hoja y Memoria forma 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 desarrollo geológico-minero (Programa nº 9 ACP DO 006). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Jacques Monthel (BRGM)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS Y MICROPALÉONTOLOGÍA

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, Le Mans, France)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escude Viruete (IGME)
- Dra. Monique Tegyeey (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Valera (Consorcio IGME-BRGM-INYPSA)
- Dr. Manuel Abad de Los Santos (Consorcio IGME-BRGM-INYPSA)
- Prof. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada, España)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

DIGITALIZACIÓN, CREACIÓN DE LA ESTRUCTURA SIG Y EDICIÓN DE LOS MAPAS

- Ing. Fernando Pérez Cerdán (IGME)

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 Programa SYSMIN-II

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

- Prof. 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. Octavio López
- Ing. Santiago Muñoz

- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Profesor Andrés Pérez Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a mejorar la 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,
- Mapa de muestras,
- 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 de Sanchez (6273) y Memoria adjunta,
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Sanchez (6273) y Memoria adjunta,
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa 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 (Hojas de Río San Juan, Guayabito, Salcedo, Gaspar Hernández, Pimentel, Cabrera y Villa Riva),
- 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 Villa Riva (6273-IV) está situada en el límite oriental la Cordillera Septentrional; limitada al Este por la Península de Samaná y al Sureste por la Cuenca del Cibao.

La Falla Septentrional cruza todo el territorio del mapa con una dirección totalmente rectilínea de N100°E. Su trazado, bien definido al Oeste del mapa, está cubierto por las formaciones superficiales en la zona oriental, aunque está claramente definida por una discontinuidad magnética neta.

Al NE de la Falla Septentrional, la zona montañosa está constituida por las rocas ígneas y metamórficas de alta presión del Complejo del Río San Juan. Éstas comprenden esencialmente gabros bandeados y anfibolitas con granate (anfibolitas de La Cuaba). El conjunto se desarrolla sobre rocas ultrabásicas serpentinizadas, que a su vez se inyectan a través de las principales fallas. La cobertera sedimentaria, de edad terciaria, comprende los conglomerados, a menudo brechificados, de La Piragua, cubiertos por margas arenosas y niveles conglomeráticos de la Formación Villa Trina. Todas estas rocas están cubiertas por una capa de calizas equivalente a los calizas arrecifales de Los Haitises.

Al Sur de la Falla Septentrional, la Elevación de San Francisco se corresponde con una estructura "pop-up" (flor tectónica) formada por transpresión en relación con la Falla Septentrional. Los materiales más antiguos afloran en el núcleo de la estructura anticlinal, compuestos por las turbiditas siliciclásticas de la Fm La Toca, de edad Eoceno medio-superior. Están cubiertos por una potente capa de conglomerados poligénicos con fragmentos de madera carbonizada, acumulados en medio deltáico. Estos conglomerados son conocidos por el término de conglomerados de El Firme y estimados como Mioceno Inferior. Por otro lado, el medio marino continúa con el depósito de una gruesa serie de arcillas y margas limosas, y finalmente las micritas de Cuesta Blanca del Mioceno Medio. Las capas superiores están representadas por margas con foraminíferos planctónicos y las calizas bioclásticas de la Fm Castillo del Mioceno Superior-Plioceno. La Elevación de San Francisco tiene la particularidad de estar afectada por fallas longitudinales ONO-ESE, paralelas a la Falla Septentrional, pero también por una densa red de fallas normales de dirección NE-SO, las cuales cruzan de manera oblicua la Elevación.

La cobertera cuaternaria está igualmente bien representada en la Hoja de Villa Riva. Los limos arcillosos y aluviones son frecuentes, depositados principalmente por el río Yuna cuyo cauce ha evolucionado durante todo el Cuaternario por el efecto de la actividad tectónica de la Falla Septentrional y de sus satélites. Estos sedimentos arcillosos fértiles son el origen de la vocación arrocerá predominante en la región.

Los recursos mineros actuales son inexistentes, con la excepción de áridos para el mantenimiento de las carreteras y fabricación de hormigón. Sin embargo, existen posibilidades de oro aún por explorar en los conglomerados del Mioceno, además del lignito y la turba depositados en la gruesa cobertera cuaternaria del río Yuna.

ABSTRACT

The Villa Riva map area (Sheet 6273-IV) lies at the eastern edge of the Northern Cordillera; it adjoins the Samana Peninsula to the east and the Cibao Basin to the southeast.

The Septentrional Fault crosses the area along a perfectly rectilinear N100°E direction. Its trace, very clear in the west of the map area, is masked by surficial formations in the eastern part; it is, however, well marked by a clear magnetic discontinuity.

The mountainous zone to the northeast of the Septentrional Fault is underlain by crystalline and high-pressure metamorphic rocks of the Rio San Juan Complex; these consist mainly of banded gabbro overlain by garnetiferous amphibolite (La Cuaba amphibolite). The complex sits on a sole of serpentinized ultrabasic rocks, which are also injected along the main fractures. The Tertiary sedimentary cover consists of commonly angular La Piragua conglomerate overlain by sandy marl with conglomeratic intervals of the Villa Trina Formation. The whole is capped by a carbonate flagstone equivalent to the Haitises reef limestone.

To the south of Septentrional Fault, the San Francisco Ridge is a transpressional "pop up"-type flower structure associated with to the fault. The oldest rocks in the core of the anticlinal structure consist of siliciclastic turbidite of the Middle-Late Eocene La Toca Formation. They are covered by very thick polygenic conglomerate with carbonized wood debris that accumulated in a deltaic environment; this is the El Firme Conglomerate assigned to the Early Miocene. Above the conglomerate, the marine environment continued with the deposition of a thick series of argillite and silty marl, followed by the Cuesta Blanca micrite of Middle Miocene age. The final facies are represented by marl with planktonic foraminifera followed by bioclastic limestone of the Middle Miocene – Pliocene Castillo Formation. The San Francisco Ridge has the particularity of being affected by a set of WNW-ESE longitudinal faults lying parallel to and satellite of the Septentrional Fault, and also by a dense network of NE-SW normal faults that cut the Ridge obliquely.

The Quaternary cover is also well represented within the map area. The most common facies is argillaceous silt and alluvium deposited mainly by the Yuna river whose course did not

cease to evolve during the Quaternary under the effect of the tectonic activity. These clayey and fertile sediments are used for rice cultivation.

Current mineral resources are non-existent, apart from material for road maintenance and concrete. There are, however, still unexplored possibilities for gold in the Miocene conglomerate, and lignite and peat are found in the thick Quaternary cover deposited by the Yuna river.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Situación geográfica	3
1.2	Marco geológico regional	4
1.3	Antecedentes bibliográficos.....	7
1.4	Metodología	8
2	ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.....	12
2.1	El Complejo de Río San Juan	14
2.1.1	<u>Generalidades</u>	<u>14</u>
2.1.2	<u>El Complejo de Río San Juan en la Hoja de Villa Riva.....</u>	<u>15</u>
2.2	La Fm La Toca	23
2.2.1	<u>Generalidades</u>	<u>23</u>
2.2.2	<u>La Fm La Toca en la Hoja de Villa Riva. Alternancias rítmicas de arenisca calcárea, limolitas y lutitas carbonatadas (4). Eoceno Medio-Superior. P₂²-P₂³.....</u>	<u>24</u>
2.3	Los Conglomerados del Neógeno.....	26
2.3.1	<u>Generalidades</u>	<u>26</u>
2.3.2	<u>Los Conglomerados de El Firme en la Hoja de Villa Riva. Conglomerados con bloques, cantos y gravas de calizas, tonalitas y rocas volcánicas (5). Mioceno Inferior. N₁¹.....</u>	<u>28</u>
2.3.3	<u>Los Conglomerados de La Piragua en la Hoja de Villa Riva. Conglomerados con cantos y gravas del Complejo de Río San Juan (6). Mioceno Inferior-Medio. N₁¹-N₁².....</u>	<u>33</u>
2.4	Las unidades del Mioceno Medio de la Elevación de San Francisco	34
2.4.1	<u>Calizas arrecifales y calizas arcillosas (7). Mioceno Inferior-Medio. N₁¹-N₁².....</u>	<u>35</u>

2.4.2	<u>Arcillas de Arroyón-Los Cafés. Arcillas, limolitas y areniscas finas laminadas con material carbonoso (8). Mioceno Inferior-Medio. $N_1^1-N_1^2$</u>	37
2.4.3	<u>Caliza de Cuesta Blanca. Micritas, calizas arcillosas y margas blancas (9). Mioceno Medio-Superior. $N_1^2-N_1^3$</u>	39
2.5	La Fm Castillo	41
2.5.1	<u>Fm Castillo. Margas con foraminíferos planctónicos (10). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. $N_1^3-N_2^1$</u>	42
2.5.2	<u>Fm Castillo. Alternancias de marga y calcarenita en capas finas (11). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. $N_1^3-N_2^1$</u>	44
2.5.3	<u>Fm Castillo. Capas de calcarenitas (12). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. $N_1^3-N_2^1$</u> 44	
2.6	La Fm Villa Trina al Norte de la Falla Septentrional	46
2.6.1	<u>Caliza de Macoris. Margas y calizas margosas nodulosas con parches de coral y capas de conglomerado (13). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. $N_1^3-N_2^1$</u>	46
2.6.2	<u>Fm Villa Trina. Margas (14). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. $N_1^3-N_2^1$</u>	47
2.7	Rocas equivalentes a las calizas de los Haitises	48
2.7.1	<u>Rocas equivalentes a las calizas de Los Haitises en la Hoja de Villa Riva. Calizas bioclásticas y arrecifales (15). Plioceno-Pleistoceno. N_2-Q_{1-3}</u>	50
2.8	Las Formaciones superficiales cuaternarias	52
2.8.1	<u>Alteritas del substrato ígneo y metamórfico</u>	52
2.8.2	<u>Fondos de dolinas y poljes. Arcillas de descalcificación (16). Pleistoceno – Holoceno. $Q_{1-3}-Q_4$</u>	53
2.8.3	<u>Lateritas. Arcillas rojas (17). Pleistoceno – Holoceno. $Q_{1-3}-Q_4$</u>	53
2.8.4	<u>Arcillas rojas con niveles ocasionales de cantos y gravas (18). Pleistoceno – Holoceno. $Q_{1-3}-Q_4$</u>	54
2.8.5	<u>Llanura de inundación. Cantos, gravas, arenas y lutitas (19). Pleistoceno-Holoceno. $Q_{1-3}-Q_4$</u>	55
2.8.6	<u>Cauce o meandro abandonado. Cantos, gravas, arenas y lutitas (20). Pleistoceno-Holoceno. $Q_{1-3}-Q_4$</u>	55

2.8.7	<u>Abanicos aluviales. Arcillas con arenas, cantos y bloques (21). Holoceno. Q₄.....</u>	56
2.8.8	<u>Cono de deyección. Cantos, gravas y arenas (22). Holoceno. Q₄.....</u>	57
2.8.9	<u>Deslizamiento. Arcillas, cantos y bloques (23). Holoceno. Q₄.....</u>	57
2.8.10	<u>Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (24). Holoceno. Q₄.....</u>	58
2.8.11	<u>Llanura de inundación actual del río Yuna. Cantos, gravas, arenas y lutitas (25). Holoceno. Q₄.....</u>	59
2.8.12	<u>Área pantanosa. Lutitas con materia orgánica (26). Holoceno. Q₄.....</u>	60
2.8.13	<u>Manglar. Lutitas con vegetación abundante (27). Holoceno. Q₄.....</u>	60
2.8.14	<u>Cordón litoral degradado con líneas de paleocosta (28). Holoceno. Q₄.....</u>	60
2.8.15	<u>Playa. Arenas (29). Holoceno. Q₄.....</u>	61
2.8.16	<u>Antrópico. Basurero. Actual. Q₄.....</u>	61
3	GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS	63
3.1	Introducción.....	63
3.2	Descripción de los materiales	64
3.2.1	<u>Metabasitas de afinidad arco isla.....</u>	<u>65</u>
3.2.2	<u>Metabasitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE</u>	<u>65</u>
3.2.3	<u>Metabasitas de afinidad calcoalcalina.....</u>	<u>66</u>
3.2.4	<u>Metabasitas de afinidad MORB</u>	<u>66</u>
3.2.5	<u>Metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas.....</u>	<u>67</u>
3.2.6	<u>Peridotitas y piroxenitas con granate</u>	<u>68</u>
3.2.7	<u>Serpentinitas.....</u>	<u>69</u>
4	TECTÓNICA.....	75
4.1	Marco geodinámico	75
4.2	Estructura de la Cordillera Septentrional	78

4.3	Características de las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja Villa Riva	80
4.3.1	<u>La Falla Septentrional.....</u>	<u>80</u>
4.3.2	<u>El bloque Norte, el substrato ígneo y metamórfico.....</u>	<u>81</u>
4.3.3	<u>La Elevación de San Francisco</u>	<u>82</u>
4.3.4	<u>Cuenca del Cibao y Boca de Nagua</u>	<u>86</u>
5	GEOMORFOLOGÍA.....	88
5.1	Descripción general	88
5.2	Formas geomorfológicas	89
5.2.1	<u>Estructurales.....</u>	<u>89</u>
5.2.2	<u>Fluviales y de escorrentía superficial</u>	<u>90</u>
5.2.3	<u>Formas gravitacionales.....</u>	<u>90</u>
5.2.4	<u>Formas poligénicas o de difícil adscripción</u>	<u>91</u>
5.2.5	<u>Formas litorales</u>	<u>91</u>
5.2.6	<u>Formas lacustres</u>	<u>92</u>
5.2.7	<u>Formas y elementos de meteorización química</u>	<u>92</u>
6	HISTORIA GEOLÓGICA.....	93
7	GEOLOGÍA ECONÓMICA	95
7.1	Hidrogeología	95
7.1.1	<u>Datos climáticos</u>	<u>95</u>
7.1.2	<u>Red hidrográfica</u>	<u>96</u>
7.1.3	<u>Principales puntos de abastecimiento.....</u>	<u>97</u>
7.1.4	<u>Naturaleza e interés de los principales acuíferos.....</u>	<u>99</u>
7.2	Riesgos naturales.....	100
7.2.1	<u>Terremotos y tsunamis</u>	<u>100</u>

7.2.2	<u>Inundación.....</u>	102
7.2.3	<u>Corrimientos de tierra.....</u>	103
7.3	Recursos minerales.....	104
7.3.1	<u>Yacimientos e indicios minerales.....</u>	104
7.3.2	<u>Canteras de materiales.....</u>	105
8	LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	109
8.1	L.I.G. n° 1: Gabro bandeado y metagabro con granate del complejo de Rio San Juan en el arroyo Claro.....	109
8.1.1	<u>Croquis de situación.....</u>	109
8.1.2	<u>Contenido - Motivación.....</u>	109
8.1.3	<u>Acceso.....</u>	110
8.1.4	<u>Observaciones y comentarios.....</u>	111
8.2	L.I.G. n°2: Conglomerados de El Firme (Mioceno inferior).....	113
8.2.1	<u>Croquis de situación.....</u>	113
8.2.2	<u>Contenido - Motivación.....</u>	113
8.2.3	<u>Acceso.....</u>	114
8.2.4	<u>Observaciones y comentarios.....</u>	114
8.2.5	<u>Reseña bibliográfica.....</u>	115
8.2.6	<u>Foto.....</u>	115
9	BIBLIOGRAFÍA.....	116

FIGURAS

Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Villa Riva.	6
Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Villa Riva (mod. de Lewis J.F. y Draper G.-1990, in Pérez-Estaun A. <i>et al</i> – 2007).	6
Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Villa Riva, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.....	10
Figura 4: Mapa geológico de la parte oriental de la Cordillera Septentrional Dominicana. ...	11
Figura 5 (a,b,c,d,e,f): Diagramas de FeO*T, Al ₂ O ₃ , CaO (wt%), Ti (ppm), SiO ₂ y álcalis frente al Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cuaba. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los gabros MORB formados en zonas de dorsal rápidas y lentas, y de los gabros del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska). En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los datos experimentales, acumulados ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener <i>et al.</i> (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas (P=1,2 GPa y ~3% H ₂ O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB. (g) Diagrama Ti-V de Shervais (1983). (h) Diagrama Y-Nb de Pearce <i>et al.</i> (1984).	70
Figura 6 (a,b,c,d): Diagramas de (La/Nd) _N , (La/Yb) _N , (Zr/Sm) _N y (Sm/Yb) _N frente al Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cuaba.	71
Figura 7 (a,b,c,d): Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba.....	72
Figura 8 (a,b,c,d): Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba.....	73
Figura 9 (a,b,c,d,e,f): Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de la Unidad de La Cuaba.	74
Figura 10: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).	75
Figura 11: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).	76
Figura 12: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	76
Figura 13: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caiman (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	77
Figura 14: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de bandeado y foliación (color gris) medidos en las rocas ígneas y metamórficas de la Loma Guaconejo (38 medidas).	82
Figura 15: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de estratificación (color gris), de los ejes de micropliegues (amarillo) y de esquistosidad (cruces rojas) medidos en la Elevación de San Francisco de la Hoja Villa Riva (279 medidas de estratificación, 2 medidas de esquistosidad et 8 ejes de micropliegues)....	83
Figura 16: Secciones de la Hoja Villa Riva.	87
Figura 17: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Sánchez. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1921 y 1980. (de http://www.theweathernetwork.com).	95
Figura 18: Oscilaciones anuales del caudal del río Yuna en la estación de aforo de Villa Riva (1955-1992) y de la estación de El Limon (1968-2002). Comparación con la pluviometría registrada en Sánchez (mod. de Eptisa, 2004).	96

Figura 19: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Tabla 2.	98
Figura 20: Localización de los principales terremotos en la Hoja de Villa Riva (de USGS).	101
Figura 21: Zona de riesgo elevado de inundación en el territorio de la Hoja Villa Riva (de Yunarisk, 2008).....	103
Figura 22: Localización y importancia de los principales canteras de la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Tabla 5.	107
Figura 23: Croquis de situación del LIG 1: Arroyo Claro.	109
Figura 24: Croquis de situación del LIG 2: Canteras de Los Altilos.	113

TABLAS

Tabla 1: Localización de los afloramientos citados en el texto.	62
Tabla 2: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Figura 19.	98
Tabla 3: Características de los terremotos registrados por el USGS en la zona de la Hoja de Villa Riva.....	101
Tabla 4: Características de los indicios vistos en la Hoja de Villa Riva.....	104
Tabla 5: Características de las canteras de la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Figura 22.....	106

FOTOS

Foto 1: Cima de la Loma Guaconejo visto desde el ángulo de los mapas Villa Riva, Nagua y Guayabito.	12
Foto 2: Alineación de colinas destacando las Calizas de Cuesta Blanca.	13
Foto 3: Los arrozales de la Boca de Nagua, vista desde la autopista Juan Pablo II.	13
Foto 4: Afl. 34JM9153. Peridotitas brechificadas y alteradas, atravesadas por sistema de fracturas ricas en magnesita y sílice opalescentes. A destacar el color marrón chocolate de los fragmentos de peridotita, característico de la alteración de rocas ultrabásicas... ..	16
Foto 5: Afl. 34JM9176. Gabro bandeado. El bandeo alterna algunos niveles centimétricos oscuros ricos en minerales ferromagnesianos con otros de color gris claro a verdoso compuestos esencialmente por plagioclasas. Los feldespatos y minerales ferromagnesianos definen una fábrica magmática planar muy marcada.....	17
Foto 6: Afl. 34JM9487. Metagabro. La facies presenta niveles de grosor centimétrico de ultramilonitas alternados con niveles decimétricos de textura granuda poco deformados, localmente bandeados.....	19
Foto 7: Afl. 34JM9191. Metagabro con granate. Granates centimétricos, tardimagmáticos cristalizan regularmente en las facies foliadas. A destacar la presencia de venas cuarzofeldespáticas tardías, ricas en mica blanca.	19
Foto 8: Lamina 34JM9516. Metagabro con granate. Luz natural (x20). Bajo el granate, matriz foliada con anfíboles verde-azulados, albita y epidota.	21
Foto 9: Lamina 34JM9516. Metagabro con granate. Luz polarizada (x20). Poiquiloblastos automorfos de granate con bordes netos, ricos en inclusiones de feldespato (albita?), cuarzo, y accesorios (secundarios por retrometamorfismo; en particular epidota-zoisita). Bajo el granate, matriz foliada con anfíboles verde-azulados, albita y epidota.....	21

Foto 10: Lamina 34JM9584. Metagabro con granate. Luz natural (x20). Entre los grupos de granates, el plano de esquistosidad está marcado por la cristalización (tardía) de mica blanca. En el centro y parte alta: destaca la presencia de biotita desestabilizada (entre dos granates).....	22
Foto 11: Lamina 34JM9584. Metagabro con granate Luz polarizada (x20). Entre las bandas de granates, el plano de esquistosidad S2 está marcado por la cristalización de mica blanca.....	23
Foto 12: Afl. 34JM9441. Fm La Toca. Serie rítmica de capas de arenisca fina y lutita (turbidita). Cada capa se corresponde con una secuencia de granulometría positiva. ...	24
Foto 13: Afl. 34JM9369. Fm La Toca. Serie rítmica de capas de arenisca fina y lutita (turbidita). La serie es vertical, a destacar la presencia de una esquistosidad por fracturación perpendicular a dirección SO. El desplazamiento de los bloques indica que la serie está invertida.....	25
Foto 14: Afl. 34JM9360. Conglomerado El Firme. Niveles decimétricos a métricos de conglomerado poligénico. La estratificación es visible por la presencia de niveles pelíticos.	29
Foto 15: Afl. 34JM9271. Conglomerado El Firme. Fragmentos de madera carbonizada.	30
Foto 16: Afl. 34JM9235. Conglomerado El Firme. Megabloque de tonalita.	31
Foto 17: Afl. 34JM9003. Conglomerado El Firme. Cantera abierta en los conglomerados parcialmente alterados.....	32
Foto 18: Afl. 34JM9003. Conglomerado El Firme. Detalle de un nivel con estratificación cruzada que sugiere un posible origen fluvial.	32
Foto 19: Afl. 34JM9104. Conglomerado de la Piragua. Conglomerado poligénico. A diferencia de los conglomerados de El Firme, los cantos son angulosos y la matriz arcilloso-arenosa es rica en hidróxidos de hierro y en micas.	34
Foto 20: Afl. 34JM9356. Nivel de arcilla grisácea rica en fragmentos de coral y bioclastos, a destacar igualmente la presencia de materia orgánica y de litoclastos arcilloso arenosos.....	36
Foto 21: Afl. 34JM9429. Arcilla grisácea con gasterópodos (familia turritelidae y cerithidae).	37
Foto 22: Afl. 34JM9228. Arcillas de Arroyón-Los Cafés. Alternancia rítmica de niveles de arcillas gris azuladas y de limolitas arcillosas en láminas milimétricas.....	38
Foto 23: Afl. 34JM9350. Caliza de Cuesta Blanca. Nivel métrico de micrita arcillosa blanca con intercalaciones decimétricas de biocalcarenitas.....	40
Foto 24: Afl. 34JM9352. Caliza de Cuesta Blanca (9). Bancos canaliformes de calcarenita muy gruesa.....	40
Foto 25: Afl. 34JM9345. Fm Castillo. Margas con foraminíferos planctónicos. Alternancias rítmicas de capas decimétricas de margas azules y niveles centimétricos de calcarenita fina y laminada.....	43
Foto 26: Afl. 34JM9029. Fm Castillo. Capas decimétricas de calcarenita bioturbada separada por niveles centimétricos a decimétricos de margas beige.	45
Foto 27: Afl. 34JM9090. Caliza de Macoris. Brecha de acumulación de fragmentos de tallos de Políperos ramosos.....	47
Foto 28: Afl. 34JM9399. Microconglomerado carbonatado a muro de las calizas arrecifales del Plioceno-Pleistoceno.....	51
Foto 29: Afl. 34JM9476. Biohermo de corales ramosos.	51
Foto 30: Afl. 34JM9196. Morfología característica de las alteritas desarrolladas sobre el sustrato ígneo: las laderas se han curvado, con escarpes y deslizamientos de la película arcillosa.	52
Foto 31: Afl. 34JM9082. Arcillas de descalcificación que rellena las dolinas en las que se acumula agua de lluvia.	53
Foto 32: Afl. 34JM9462. Suelo de arcillas arenosas lateríticas en la cima de la Loma El Firme.	54

Foto 33: Paleomeandro del río Yuna. Imagen de Google Earth.....	56
Foto 34: Afl. 34JM9533. Deslizamiento de la cobertera cuaternaria en la ribera del río El Azucey, cerca de la carretera San Francisco-Nagua.	58
Foto 35: Afl. 34JM9322. Capa de turba con arcillas del fondo del valle del río Helechal.	59
Foto 36: Afl. 34JM9465. Brecha milonítica a arcilla esquistosa azul oscura, en relación con una falla satélite de la Falla Septentrional.....	81
Foto 37: Afl. JM9035. Pliegue en cofre en las alternancias de margas y micritas blancas de Cuesta Blanca.	84
Foto 38: Afl. 34JM9258. Pliegues-falla tipo chevron en las arcillas limosas de Arroyón.	85
Foto 39: Afl. 34JM445. Pliegue cilíndrico en las turbiditas arenoso-pelíticas de la Fm La Toca.	85
Foto 40: Afl. 34JM9323. Explotación tradicional de arena en los aluviones del río Helechal.	107

1 INTRODUCCIÓN

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 de la década pasada, 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. El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), 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, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión de la Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto de "Cartografía Geotemática en República Dominicana".

El objetivo general del Proyecto consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50.000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100.000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 45 hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000:

-
- **La Isabela:** Barrancón (5975-I), El Mamey (5975-II), Villa Vázquez (5975-III), El Cacao (5975-IV);
 - **Puerto Plata :** Puerto Plata (6075-II), Imbert (6075-III), Luperón (6075-IV);
 - **Santiago:** San Francisco Arriba (6074-I), Santiago (6074-II), San Jose de las Matas (6074-III), Esperanza (6074-IV);
 - **La Vega:** La Vega (6073-I), Jarabacoa (6073-II), Manabao (6073-III), Jánico (6073-IV);
 - **Sabaneta de Yásica:** Sabaneta de Yásica (6175-III);
 - **Salcedo:** Río San Juan (6174-I), Guayabito (6174-II), Salcedo (6174-III), Gaspar. Hernandez (6174-IV);
 - **San Francisco de Macorís:** Pimentel (6173-I), Cotuí (6173-II), Fantino (6173-III), San Francisco de Macorís (6173-IV);
 - **Nagua:** Nagua (6274-III), Cabrera (6274-IV);
 - **Sánchez:** Sánchez (6273-I), Palmar Nuevo(6273-II), Cevicos (6273-III), Villa Riva (6273-IV);
 - **Samaná:** Las Galeras (6373-I), Sabana de la Mar (6373-III), Santa Bárbara (6373-IV);
 - **Las Lisas:** La Vacama (6472-I), El Salado (6472-II);
 - **Enriquillo:** Enriquillo (5969-I), Isla Beata (5969-II), Oviedo (5969-III), Arroyo Dulce (5969-IV);
 - **Barahona:** La Ciénaga (5970-II), Polo (5970-III);
 - **Cabo Rojo:** Cabo Rojo (5869-I), Punta Cimanche (5869-II);

- **Pedernales:** Puerto Escondido (5870-I), Pedernales (5870-II).

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Villa Riva (6273-IV) está situada en el límite oriental la Cordillera Septentrional; limita al Este con la Península de Samaná y al SE con la Cuenca del Cibao (Figura 1). Debido a su localización es una región con un paisaje muy variado:

- El borde NO es montañoso y está constituido por rocas ígneas y metamórficas del Complejo de Río San Juan. Esta es la zona más elevada de la Hoja, la cual está dominada por la Loma de Guaconejo de 606 m de altitud.
- Las zonas occidental y central, comprendidas entre los valles de los ríos Nagua y Yuna, son bastante montañosas y presentan un relieve muy irregular, constantemente atravesado por ríos y arroyos: es el extremo oriental de la Elevación de San Francisco de Macorís con un sustrato sedimentario terciario.
- Las zonas Sur y Este del mapa se corresponden con zonas de topografía suave, con desniveles inferiores a 10-15 m, modelado por los cauces cuaternarios de los ríos Nagua y Yuna.

Las zonas Sur y Este están drenadas por el río Yuna y los numerosos afluentes que provienen de la Elevación de San Francisco: ríos Yaiba, Yanabo, Baiguate y Azucey. La zona Norte está bajo la influencia del río Nagua y sus afluentes provenientes de la Loma Guaconejo: ríos Helechal, Riote y El Factor.

La economía de la región esta basada fundamentalmente en la agricultura. En las zonas con topografía suave de la Boca del Nagua y de la Cuenca del Bajo Yuna, la agricultura está basada exclusivamente en el cultivo del arroz. Estas zonas pantanosas fueron drenadas progresivamente en los años 70 y constituyen actualmente uno de los principales graneros de arroz de la República Dominicana. En los montes de la Elevación de San Francisco se produce cacao. Aquellas zonas situadas sobre el Nagua sometidas a los vientos marinos Alisios, están cubiertas principalmente por cocoteros. Es destacable la existencia, en la zona de la Loma Guaconejo, de la reserva científica Miguel Canela Lázaro donde se encuentra una gran diversidad de especies de fauna y flora, muchas de ellas endémicas. Debido a las

fuerzas corrientes marinas, la zona no es propicia para el turismo, a pesar de la existencia de largas playas de arena blanca en la Bahía Escocesa.

Desde el punto de vista administrativo, el territorio del Mapa de Villa Riva depende de las provincias de María Trinidad Sánchez, Duarte y Samaná. La población está distribuida irregularmente: las zonas montañosas están prácticamente despobladas en comparación con las zonas costeras o las zonas reservadas al cultivo del arroz. Las localidades de Villa Riva, El Factor, Arenoso, El Abanico y la Peonía concentran a la mayoría de la población.

Es una zona de tránsito hacia las rutas existentes entre Samaná, Puerto Plata y San Francisco de Macorís. Las principales carreteras que cruzan el territorio son las de Nagua-San Francisco, vía El Factor y El Abanico. Recientemente la autopista Juan Pablo II ha permitido conectar en aproximadamente dos horas las zonas costeras de Nagua y Santo Domingo. El acceso a la región ha sido mejorado por el reciente aeropuerto internacional de El Catey, localizado al Este de la Hoja, cerca de la carretera Nagua-Samaná.

El clima tropical es cálido y muy húmedo, con un corto período seco de Febrero a Abril y con abundantes precipitaciones en Mayo y Noviembre. La precipitación media anual es de 2000 mm, con temperaturas comprendidas entre 24 y 28° C. Este clima es responsable de una vegetación particularmente exuberante. Los afloramientos son escasos, pero el sustrato rocoso está generalmente bien expuesto en el cauce de los ríos y arroyos.

1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann P. *et al.*, 1991). o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke K. *et al.*, 1980). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico Superior?) - Cretácico Inferior (Mann P. *et al.*, 1991), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindell J. L. y Barret S.F., 1990; Pindell J.L., 1994).

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a subparalelo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne D.B. *et al.*, 1985; Masson D.G. y Scanlon K.M., 1991). El margen Norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann P. *et al.*, 1991).

El Norte de la Hoja de Villa Riva pertenece a la Cordillera Septentrional y el Sur a la Cuenca del Cibao.

La Cordillera Septentrional está formada por una cadena de montañas, alargada en sentido ESE-ONO, con una máxima elevación de 1249 m (Pico Diego de Ocampo) en su parte más o menos central. Se extiende desde las localidades de Nagua, en el sector más oriental, hasta Montecristi, en el extremo noroccidental, a lo largo de casi 200 km. El límite de la Cordillera, por el Sur es con la Cuenca del Cibao, a través de la Zona de Falla Septentrional, una zona de falla sísmicamente activa, con carácter inverso y sobre todo, desplazamiento lateral izquierdo, relacionado todo ello con el movimiento lateral entre las placas norteamericana y caribeña. El resultado de esta situación geodinámica es que a partir de la subducción oblicua de la plataforma carbonatada de Las Bahamas, situada en la placa norteamericana, se produce un contexto fuertemente transpresivo en toda la cadena que continúa siendo activo hasta hoy día (Rosencrantz *et al.*, 1988; Mann *et al.*, 1991, Grindlay *et al.*, 1997; Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2002; Tabrez Ali *et al.*, 2008). El dominio geológico de la Cordillera Septentrional incluye tres conjuntos de rocas de naturaleza y origen muy diferente: 1) pequeños afloramientos de rocas volcánicas y vulcanoderivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte de la construcción del arco isla presente en la República Dominicana, 2) los complejos de rocas con metamorfismo de alta presión, rocas ultrabásicas y gneises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional formado en relación con la colisión del arco volcánico con el continente americano, y 3) las rocas cenozoicas que incluyen espesas secuencias de rocas sedimentarias que registran la historia geológica de la República Dominicana desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días.

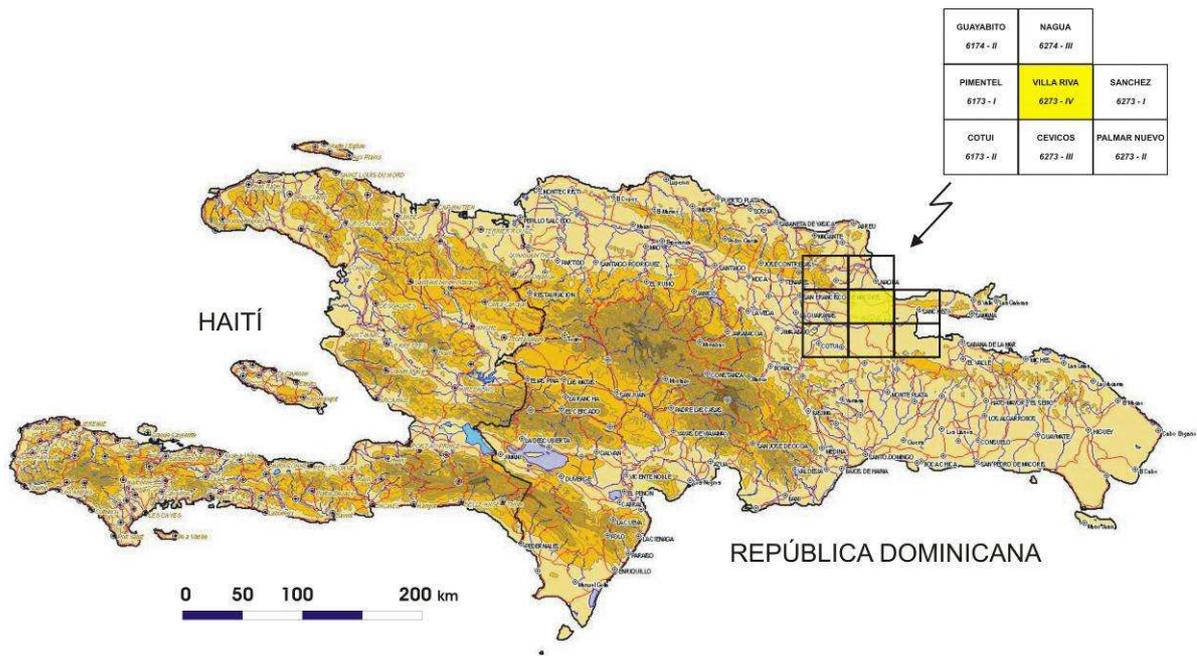


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Villa Riva.

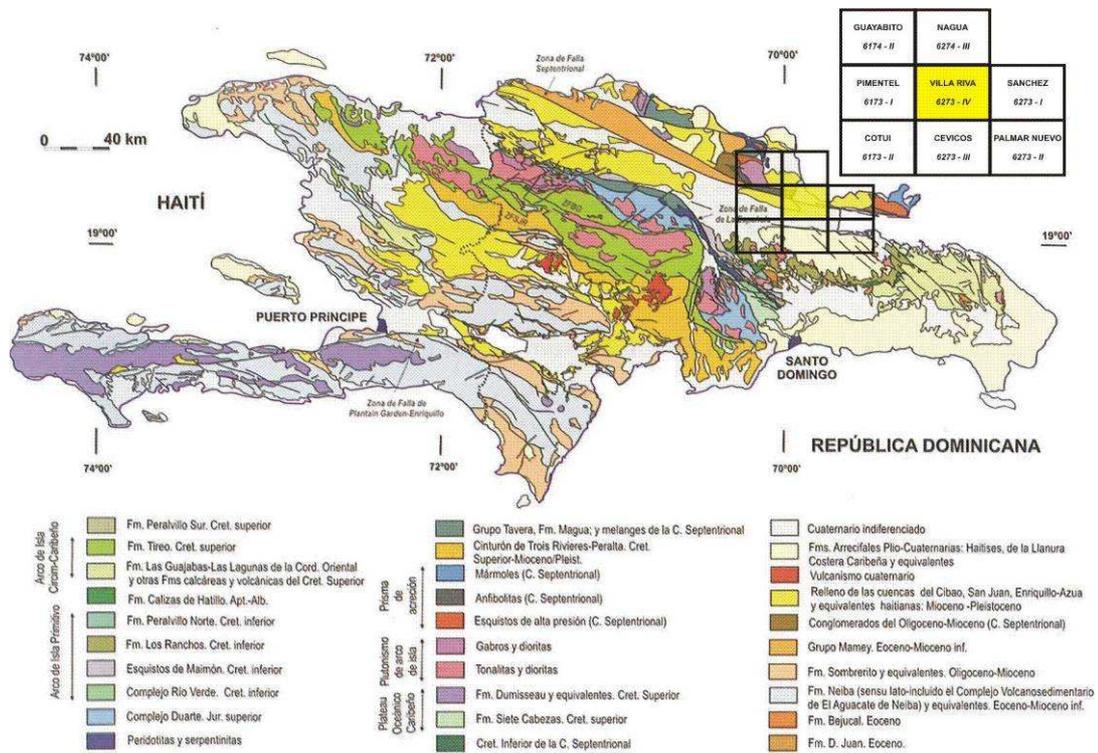


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Villa Riva (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaun A. et al – 2007).

Dentro de la Cordillera Septentrional y en la Península de Samaná afloran los complejos de rocas de alta presión con eclogitas, esquistos azules, y mezclas ofiolíticas (Complejos de Samaná y Río San Juan). Estos complejos forman parte de la cuña acrecional formada en la zona de subducción donde la litosfera norteamericana fue subducida bajo el arco isla caribeño durante el Cretácico (Joyce, 1991; Draper and Nagle, 1991) y parte de la misma fue exhumada como resultado de la colisión arco-continente. La entrada de la parte continental de Norteamérica en la zona de subducción se evidencia por el fin del vulcanismo relacionado con la subducción al final del Cretácico. El vulcanismo continúa en áreas dispersas más adelante pero no se relaciona con la subducción.

La Cuenca del Cibao, donde se ha acumulado un espesor considerable de sedimentos neógenos, contiene un amplio conjunto de secuencias sedimentarias que registran la historia colisional de la Isla de La Española. Las rocas, fundamentalmente sedimentarias, son de edades comprendidas entre el Paleoceno hasta la actualidad.

La sismicidad de la región es alta, observándose en muchas partes una tectónica activa, principalmente en las proximidades de la Falla Septentrional.

1.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

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

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

Desde el punto de vista tectónico, la Elevación de San Francisco se interpreta como un medio pop-up positivo (o estructura en flor positiva) formado en transpresión y en relación con la Falla Septentrional. Éste es afectado por un doble sistema de fallas: fallas de desgarre con dirección paralela a la Falla Septentrional, y fallas normales de dirección NNE-SSO que cortan las estructuras y que le confieren una morfología característica en barra de pan francés.

Las observaciones de los trabajos de Winslow et al. (1991) han sido tenidos en cuenta en la realización de la hoja de síntesis a escala de 1/150 000 publicada por "The Geological Society of America" en el marco del "Special Paper 262" (Lebrón M.C. y Mann P., 1991).

Los estudios temáticos en esta zona se centran en la investigación del carbón y de la turba (Douglas-Robertson and Associates Inc, 1981).

1.4 METODOLOGÍA

Los trabajos de campo se efectuaron durante Mayo y Junio de 2008. Se iniciaron con el estudio de las fotos aéreas en escala 1:30 000 y de las imágenes de satélite con la utilidad Google Earth; éstas últimas proporcionaron una excelente fuente de información para el trazado de los paleomeandros del río Yuna.

No existen carreteras o caminos de acceso para vehículos a las zonas montañosas de Loma Guaconejo y del ridge de San Francisco, por lo que ríos y arroyos son los únicos accesos. Las características del terreno permiten realizar cortes geológicos continuos cuando la topografía y el nivel de los ríos lo permiten con un mínimo de seguridad. Varias veces se realizaron intentos de reconocimiento de la parte alta de la Loma Guaconejo, pero no fue posible debido a la fuerte pendiente de arroyos y de la vegetación exuberante que impidió toda progresión.

Todos los puntos de afloramiento, y los accesos utilizados en vehículos 4x4, se georeferenciaron utilizando sistemáticamente un GPS Garmin 60 (Figura 3). Los trabajos de gabinete se efectuaron a medida que avanzaban los trabajos, utilizando el logiciel Arcview y el soporte topográfico regular, a escala 1:50 000.

Se ha utilizado la información académica en forma de tesis y de publicaciones en revistas especializadas e informes internos de investigación minera.

Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético, y los mapas Uranio-Torio-Potasio, de la República Dominicana (Proyecto SYSMIN, Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100 000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50 000 y Temáticas a escala 1:100 000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y la Dirección General de Minería de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50 000, 2ª serie (MAGNA).

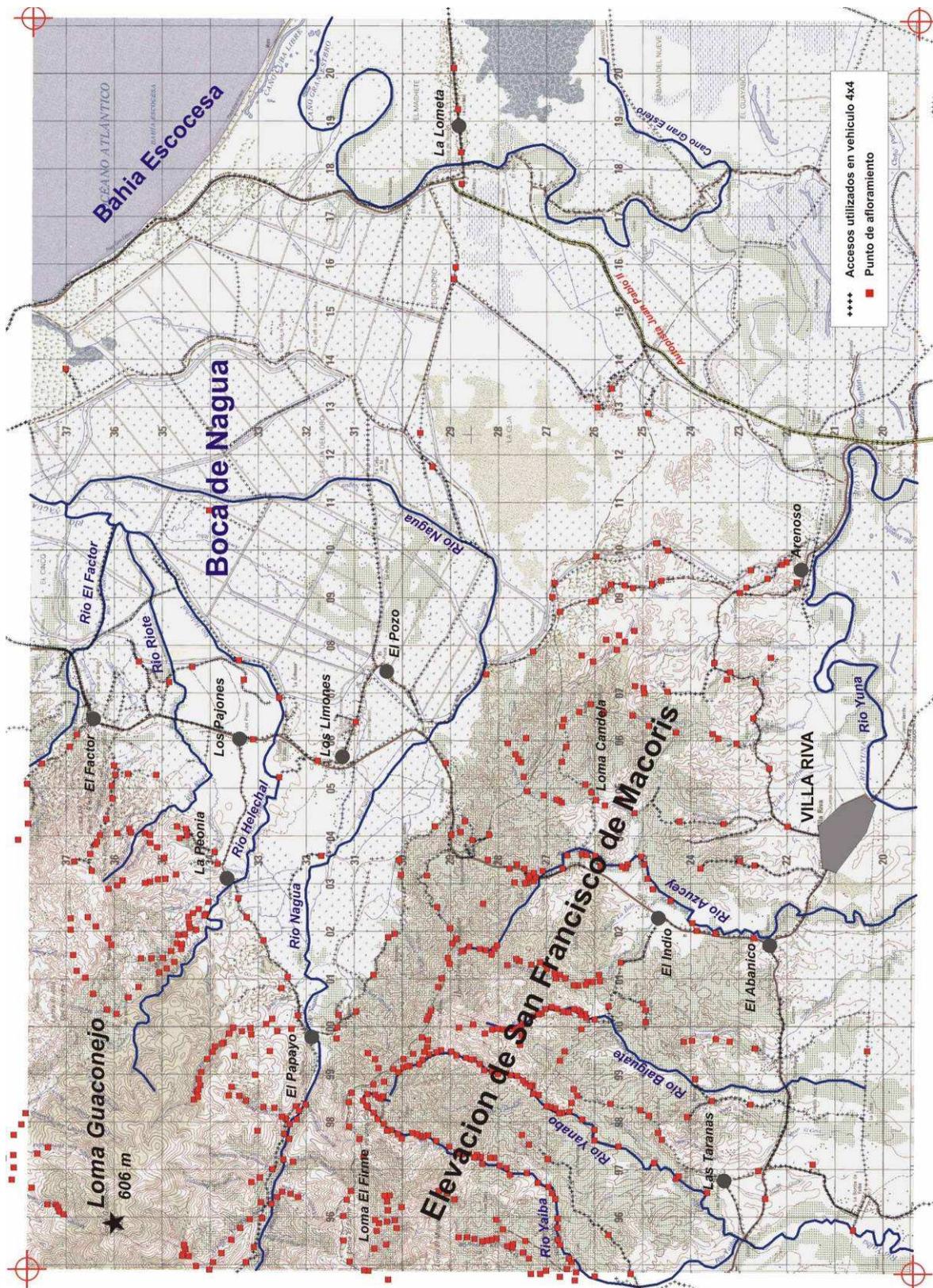


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Villa Riva, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.

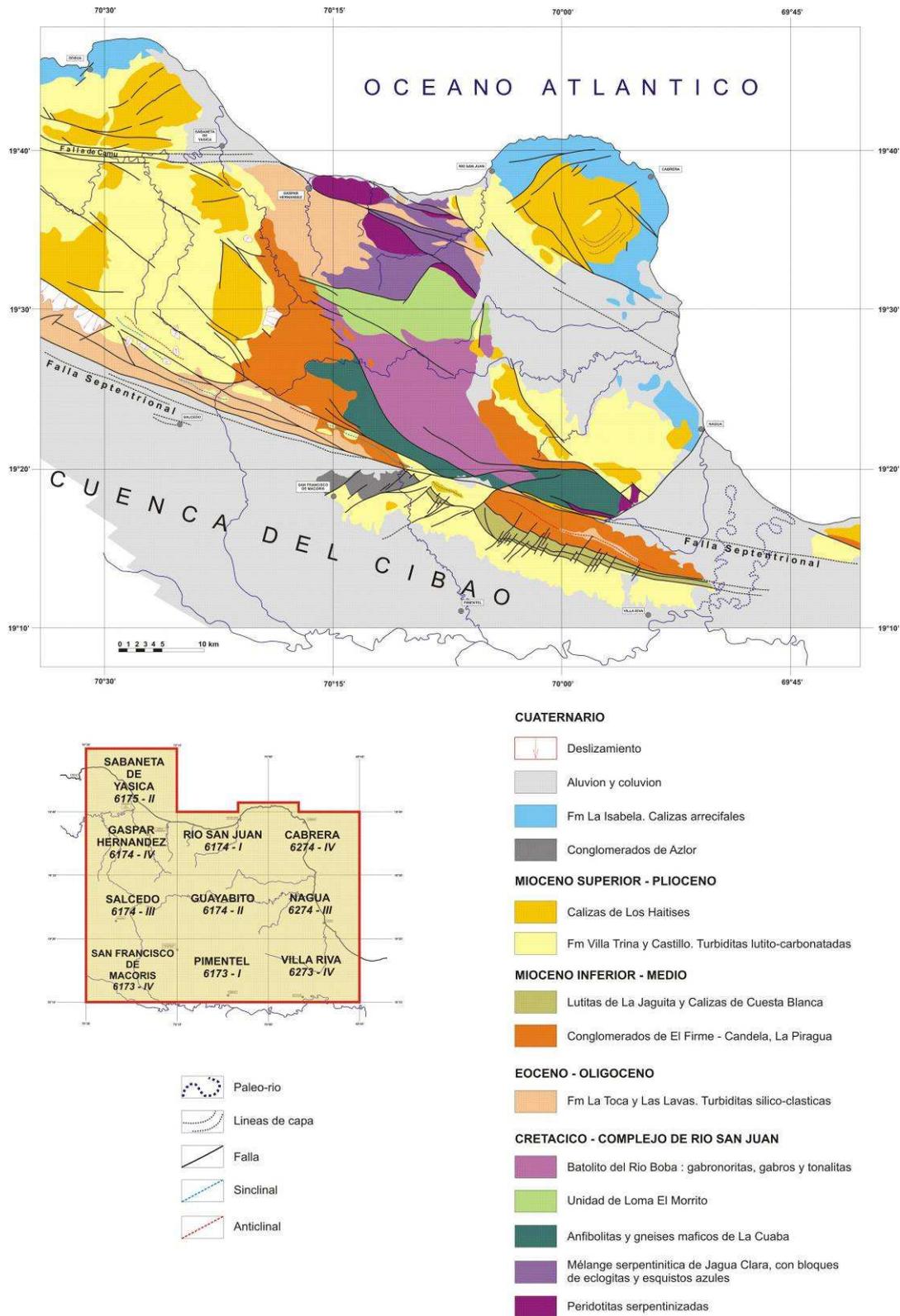


Figura 4: Mapa geológico de la parte oriental de la Cordillera Septentrional Dominicana.

2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

La Hoja de Villa Riva reagrupa varias unidades tanto litológicas como estructurales de origen y naturaleza diversas:

- Al NO se localizan rocas ígneas y metamórficas del Complejo de Río San Juan;
- Al Sur de la Falla Septentrional, la terminación oriental de la Elevación de San Francisco de Macorís da acceso a la cobertera terciaria de la Cuenca del Cibao;
- El Este y Sur del mapa están cubiertos por sedimentos pleistocenos y holocenos estrechamente relacionados con la evolución del cauce del río Yuna.

La geología de esta Hoja muestra la existencia de facies muy específicas para los sedimentos miocenos, plio-pleistocenos y holocenos, muy probablemente condicionados por la dinámica de la Falla Septentrional.



Foto 1: Cima de la Loma Guaconejo visto desde el ángulo de los mapas Villa Riva, Nagua y Guayabito.



Foto 2: Alineación de colinas destacando las Calizas de Cuesta Blanca.



Foto 3: Los arrozales de la Boca de Nagua, vista desde la autopista Juan Pablo II.

2.1 EL COMPLEJO DE RÍO SAN JUAN

2.1.1 Generalidades

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

La Unidad de La Cuaba forman una banda de dirección general NO-SE, limitada al Norte por el contacto intrusivo del el batolito del Río Boba y al Sur por la Zona de Falla Septentrional, siendo recubiertas en los extremos NO y SE por los Conglomerados de La Piragua de edad Mioceno Inferior-Medio. Abbott et al. (2007) establecen recientemente tres unidades en la Unidad de La Cuaba, que de oeste a este son: (1) esquistos y gneises de grano fino con hornblenda, (2) gneises con hornblenda, retrogradados desde eclogitas, y (3) metadioritas con granate de grano grueso. La asociación mineral en todas las tres unidades es hornblenda, plagioclasa (andesina), cuarzo y rutilo, con o sin granate, biotita y epidota. Draper y Nagle (1991) proponen un protolito máfico de origen cortical oceánico (basaltos, diabasas o gabros). Según estos autores, la segunda unidad es retrógrada desde la facies eclogítica e incluye rocas ultramáficas con granate de ultra-alta-P, algunas con asociaciones minerales poco comunes, como la coexistencia natural de granate+espinela+corindón. En base a estudios petrológicos detallados, Abbott et al. (2005, 2006b, 2007) proponen que toda la Unidad de La Cuaba constituye un terreno de ultra-alta-P.

Según Eberle et al. (1982) y Draper y Nagle (1991), **el Batolito del Río Boba** constituye un complejo plutónico constituido por cumulos duníticos y peridotíticos, melanogabros, gabros bandeados y dioritas. Los cumulos ultramáficos son volumétricamente minoritarios, siendo los melanogabros de grano grueso a medio la litología predominante. El Batolito del Río Boba está afectado por una intensa meteorización en bolos, que puede llegar a ser de varias decenas de metros de espesor, aunque usualmente es de una decena de metros. La alteración superficial da lugar al intenso desarrollo de un suelo rojo laterítico, en el que se destacan restos de los gabros como bloques redondeados de tamaños centimétricos a decimétricos. Draper y Nagle (1991), describen un contacto intrusivo del Batolito del Río

Boba con las Unidad de La Cuaba en su borde meridional y un contacto tectónico por falla de desgarre con los Esquistos de Puerca Gorda en su borde septentrional. Para estos autores, estas relaciones indican que los gabros del Batolito del Río Boba representan el magmatismo del arco-isla Caribeño en el sector del antearco, cuyo basamento estaría constituido por la Unidad de La Cuaba. El conjunto fue yuxtapuesto tectónicamente con el sector septentrional del Complejo de Río San Juan antes del Paleoceno, aunque el mecanismo mediante el cual tuvo lugar este proceso resulta para estos autores desconocido.

2.1.2 El Complejo de Río San Juan en la Hoja de Villa Riva

En el territorio de la Hoja Villa Riva, los afloramientos de El Complejo San Juan constituyen el núcleo de la Loma Guaconejo y el substrato de las formaciones neógenas de la Loma de Piedra Blanca, en el Norte y NO del mapa. Debido a la fuerte meteorización y de la importante cobertura vegetal, las condiciones de afloramientos son pésimas. Sólo el lecho de los diferentes arroyos permite de levantar cortes continuos de este Complejo.

En el seno de este Complejo, las subdivisiones diferenciadas en la Hoja comprenden:

- La base compuesta por conjunto de rocas ultrabásicas serpentinizadas, a menudo brechificadas;
- En el nivel intermedio, una potente unidad de gabros bandeados con incremento del metamorfismo hacía arriba de la serie;
- Sobre los gabros, una unidad de anfibolitas con granate y lentejones de greisens.

Debido al difícil acceso, no se conocen las facies que cubren la Loma Guaconejo, y que son susceptibles de cubrir (o intruir?) las anfibolitas. Por otro lado, los contactos entre las diferentes facies no están bien definidos, con excepción del contacto entre los gabros bandeados y las anfibolitas, que parecen ser progresivos durante centenares de metros en Arroyo Claro.

2.1.2.1 Complejo de Río San Juan. Rocas ultrabásicas serpentinizadas y brechificadas (1)

Este Complejo aflora en la parte alta del Río Helechal, entre La Pelonia y la Loma El Macao, en el flanco Sur de la Loma de Piedra Blanca, así como en la estrecha franja de dirección E-O al Norte de la Falla Septentrional, entre El Papayo y el Arroyo Vuelta Larga.



Foto 4: Afl. 34JM9153. Peridotitas brechificadas y alteradas, atravesadas por sistema de fracturas ricas en magnesita y sílice opalescentes. A destacar el color marrón chocolate de los fragmentos de peridotita, característico de la alteración de rocas ultrabásicas.

Debido a la profunda meteorización, los afloramientos son de muy mala calidad. Las facies más frecuentes aparecen brechificadas con fragmentos de tallas cm a dm de rocas ultrabásicas granulares (peridotita¿?) con los fragmentos cementados por una costra blanquecina magnésica de serpentinita y sílice amorfa tipo calcedonia (34JM9152). Estas facies de alteración meteórica se asemejan por textura a “carniola” (dolomia alterada). El suelo que se desarrolla sobre estas zonas presenta un característico color marrón chocolate.

En el Arroyo Bellago (34JM9550) han sido descritas facies menos alteradas. Se trata de brechas monomíticas, con fragmentos centimétricos angulosos de color gris oscuro, afaníticos, cementados por una matriz gris clara con tacto de talco. Estas facies sugieren un origen de brecha tectónica que afecta a rocas ultrabásicas de naturaleza desconocida, ya que debido a la intensa alteración ninguna de las muestras fue utilizada para estudio por microscopio petrográfico.

2.1.2.2 Complejo de Río San Juan. Gabros bandeados (2)

Esta facies es muy común en los afloramientos de la zona de Arroyo Clara. Es una roca ígnea gabrítica, leucogabrítica, de color claro, de grano grueso (entre 2-8 mm) y estructura bandeada. Los feldespatos y ferromagnesianos definen una fábrica magmática planar muy marcada. El bandeo alterna algunos niveles centimétricos oscuros ricos en minerales ferromagnesianos con otros de color gris claro a verdoso compuestos esencialmente por plagioclasas. Teniendo en cuenta el buzamiento del bandeo de esta unidad, se estima un grosor de al menos 2000 m. La base de la unidad no ha sido definida. Hacia techo se pasa progresivamente, en varios centenares de metros, a una facies similar pero más foliada, donde destaca la existencia de granates de talla centimétrica en algunos niveles.



Foto 5: Afl. 34JM9176. Gabro bandeado. El bandeo alterna algunos niveles centimétricos oscuros ricos en minerales ferromagnesianos con otros de color gris claro a verdoso compuestos esencialmente por plagioclasas. Los feldespatos y minerales ferromagnesianos definen una fábrica magmática planar muy marcada.

El estudio microscópico (34JM9169) confirma que se trata de una roca ígnea de naturaleza gabrónica de grano medio, con una composición modal poco variable a la microescala y compuesta por: olivino, <6-8% (incluyendo pseudomorfos de serpentinita); plagioclasa, 35-40%; ortopiroxeno, 15-20%; clinopiroxeno, 30-45%; y espinela <2%. El clinopiroxeno es más abundante que el ortopiroxeno. Se puede clasificar como una gabronorita con olivino. La proporción relativa entre plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, es relativamente constante en lámina delgada a escala milimétrica, pero la alternancia de láminas de escala milimétrica discontinuas alternativamente ricas y pobres en plagioclasa define una textura bandeada. La microtextura es granuda, originalmente de tipo acumulado, como se preserva en los microdominios máficos, pero ha sido en gran parte recrystalizada a una textura en mosaico poligonal con desarrollo de puntos triples entre las plagioclasas. El olivino forma granos subidiomorfos a alotriomorfos, con algún contacto estable frente al Opx y Cpx, pero en general reemplazados por el piroxeno. Aparecen también como inclusión en el px. El orto y el clinopiroxeno son una enstatita (rosa pleocróica) y augita (verde pálida) respectivamente, de subidiomorfos a alotriomorfos, con locales exoluciones de Cpx y Opx zonadas, e inclusiones de olivino, espinela y plagioclasa.

Aparecen con contactos lobulados y reaccionales frente a la plagioclasa y están reemplazadas por parches y coronas de Cpx+Ca-Amp+Pl metamórficas. La plagioclasa forma un mosaico de prismas tabulares de subidio- a alotriomorfos y pequeños granos intersticiales. Presenta elongación y algunas texturas de deformación interna y recrystalización dinámica a alta-T (subgranos, maclas, bending, etc). Está albitizada y sericitizada/moscovitzada. Se observa anfíbol-Ca verde incoloro pargasítico (ζ) a verde oscuro hornbléndico, como coronas y simplectitas en torno al px. No se observan zonados en las fases. La espinela forma granos idiomorfos opacos dispersos, es de composición Fe-Ti. La foliación es subsólida y deforma y retrograda al acumulado ígneo.

2.1.2.3 Complejo de Río San Juan. Anfibolitas con granate y lentejones de greisens (3)

Sobre los gabros, la unidad cartografiada se caracteriza por la aparición de una foliación y sobre todo la presencia de granates centimétricos en algunos niveles. Además, se han descrito lentejones, venas y filones de rocas micáceas tipo greisen y la presencia de lentejones de migmatita cuarcífera. Según Draper G. Y Nagle F. (1991) se sugiere que esta unidad es equivalente a la anfibolitas de Cuaba.



Foto 6: Afl. 34JM9487. Metagabro. La facies presenta niveles de grosor centimétrico de ultramilonitas alternados con niveles decimétricos de textura granuda poco deformados, localmente bandeados.



Foto 7: Afl. 34JM9191. Metagabro con granate. Granates centimétricos, tardimagmáticos cristalizan regularmente en las facies foliadas. A destacar la presencia de venas cuarzofeldespáticas tardías, ricas en mica blanca.

Esta facies se reconoció en distintos lugares en torno a la Loma Guaconejo: en la parte alta del cauce accesible del arroyo Claro (34JM9516), en el extremo Oeste de la Hoja en la parte alta de arroyo Vuelta Larga (34JM9486 y 9488); y finalmente en la parte Norte de los arroyos Gancho Almedio (34JM9581 y 9584) y Los Hernández (34JM9602).

La muestra 34JM9516 es de una anfibolita con granates. Se trata de una roca oscura con textura planar (foliada y ligeramente bandeada) rica en porfiroblastos automorfos y centimétricos de granates rojos. Los datos sugieren que están formadas por metamorfismo de una roca básica de origen ígneo y de grano grueso (gabro o dolerita).

La matriz es granonematoblástica, moderadamente orientada. Esto implica:

- abundante anfíbol prismático verdoso a ligeramente azulado (hornblenda s.l.),
- algunos relictos de feldespato (plagioclasa de aspecto sucio (a veces opaca) y asociada a epidota-zoisita),
- epidota bien cristalizada,
- titanita de color marrón, en cristales dispersos, y apatito,
- cuarzo como mineral accesorio.

Los blastos de granate presentan una cierta heterogeneidad, debido a numerosas inclusiones (poiquiloblastos) y a inclusiones originadas por retrogradación del metamorfismo (abundantes prismas de epidota, clorita, cuarzo y calcita). Estos poiquiloblastos automorfos tienen bordes netos, ricos en inclusiones de feldespato (albita), de cuarzo y algunos otros minerales (algunos secundarios formados por retrogradación del metamorfismo: epidota-zoisita en particular).

Es destacable la presencia de alteración hidrotermal la cual genera cristales de sulfuros (pirita), asociados tanto a sericita como a los feldespatos (plagioclasa), también clorita y algunas neo-biotitas, calcita, además de alguna turmalina dispersa.

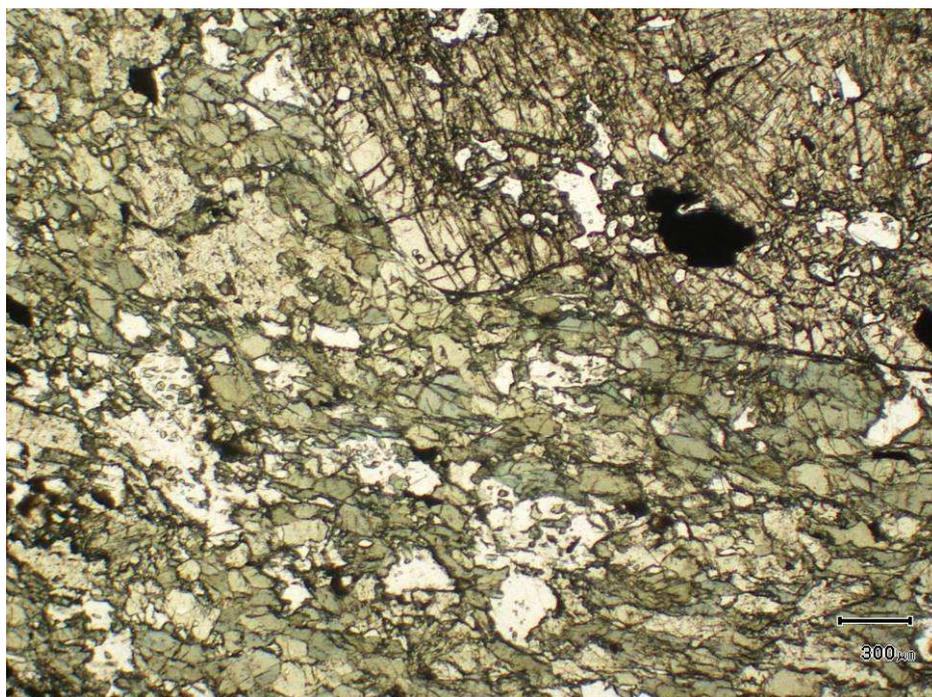


Foto 8: Lamina 34JM9516. Metagabro con granate. Luz natural (x20). Bajo el granate, matriz foliada con anfíboles verde-azulados, albita y epidota.

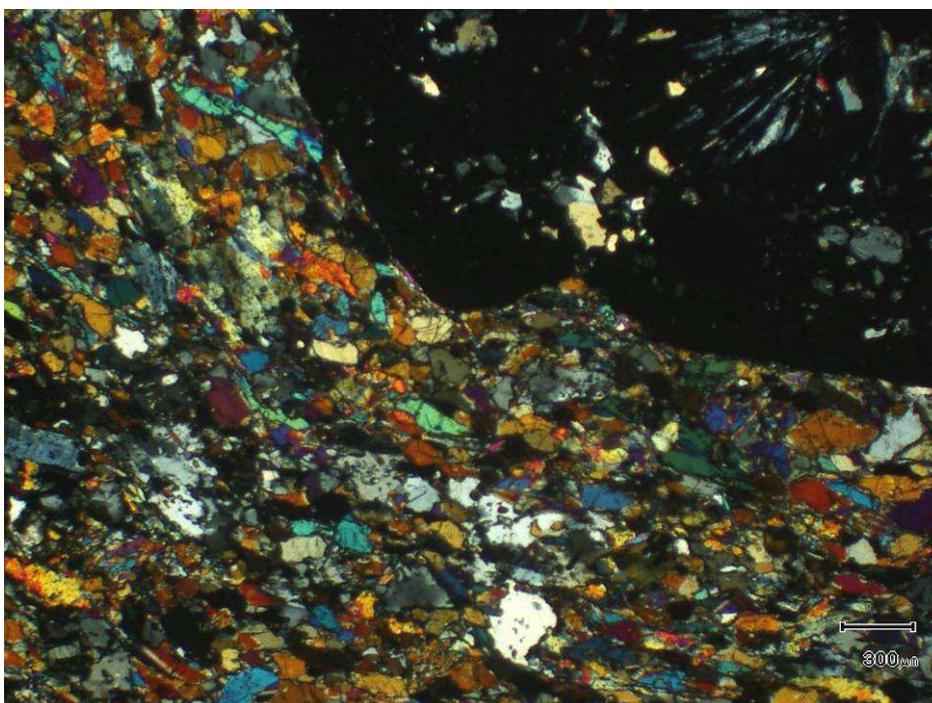


Foto 9: Lamina 34JM9516. Metagabro con granate. Luz polarizada (x20). Poiquiblastos automorfos de granate con bordes netos, ricos en inclusiones de feldespato (albita?), cuarzo, y accesorios (secundarios por retrometamorfismo; en particular epidota-zoisita). Bajo el granate, matriz foliada con anfíboles verde-azulados, albita y epidota.

La muestra 34JM9584 se corresponde con una anfibolita con granates de grano más fino que la roca anterior. Los granates son de tamaño homogéneo alrededor de 5 mm y textura poiquilítica sobre plagioclasa. Éstos contienen numerosas inclusiones: prismas de epidotazoisita y algo de biotita en finas lamelas. La matriz granonematoblástica está moderadamente foliada (S1), con variaciones locales producidas por deformación (esquistosidad 2) visibles por la presencia de mica blanca. En la matriz el anfíbol es abundante, cristalizando en prismas milimétricos de color verde ligeramente azulados. Entre los anfíboles, la matriz es rica en plagioclasa, parcialmente alterada (criptozoisita), asociada a numerosos cristales automorfos de epidota. Entre los minerales accesorios destacan el cuarzo, abundante titanita marrón, apatito y mica blanca. Muchos de estos pertenecen a la fase hidrotermal tardía, y se localizan en los planos de deformación « 2 ».

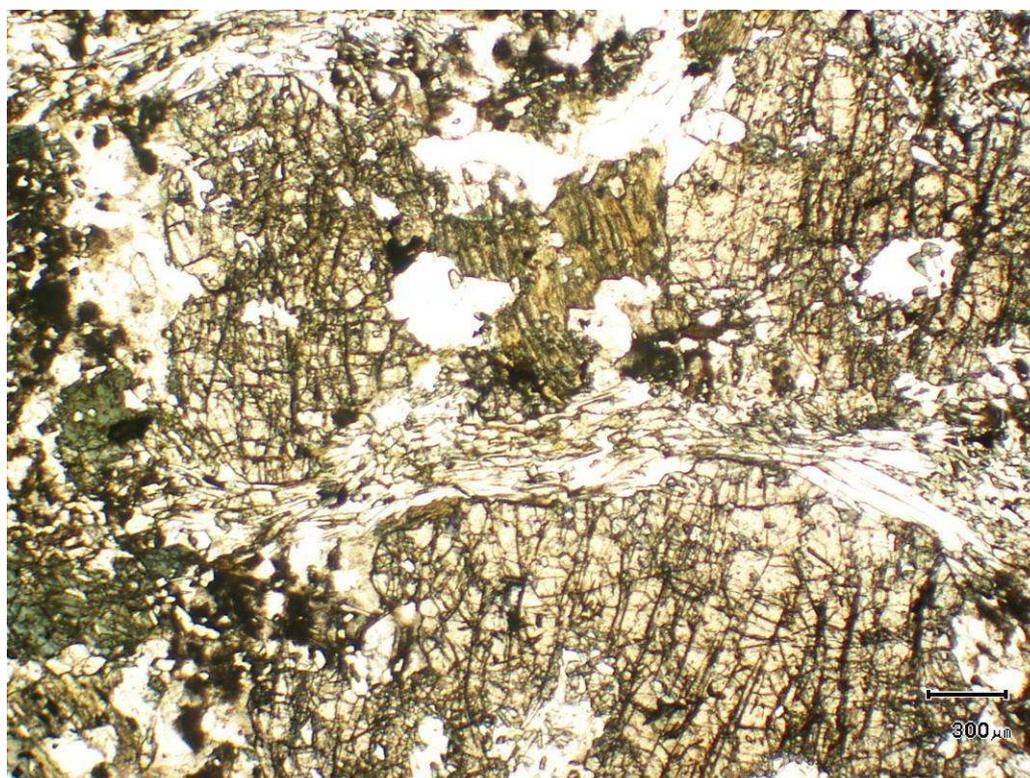


Foto 10: Lamina 34JM9584. Metagabro con granate. Luz natural (x20). Entre los grupos de granates, el plano de esquistosidad está marcado por la cristalización (tardía) de mica blanca. En el centro y parte alta: destaca la presencia de biotita desestabilizada (entre dos granates).

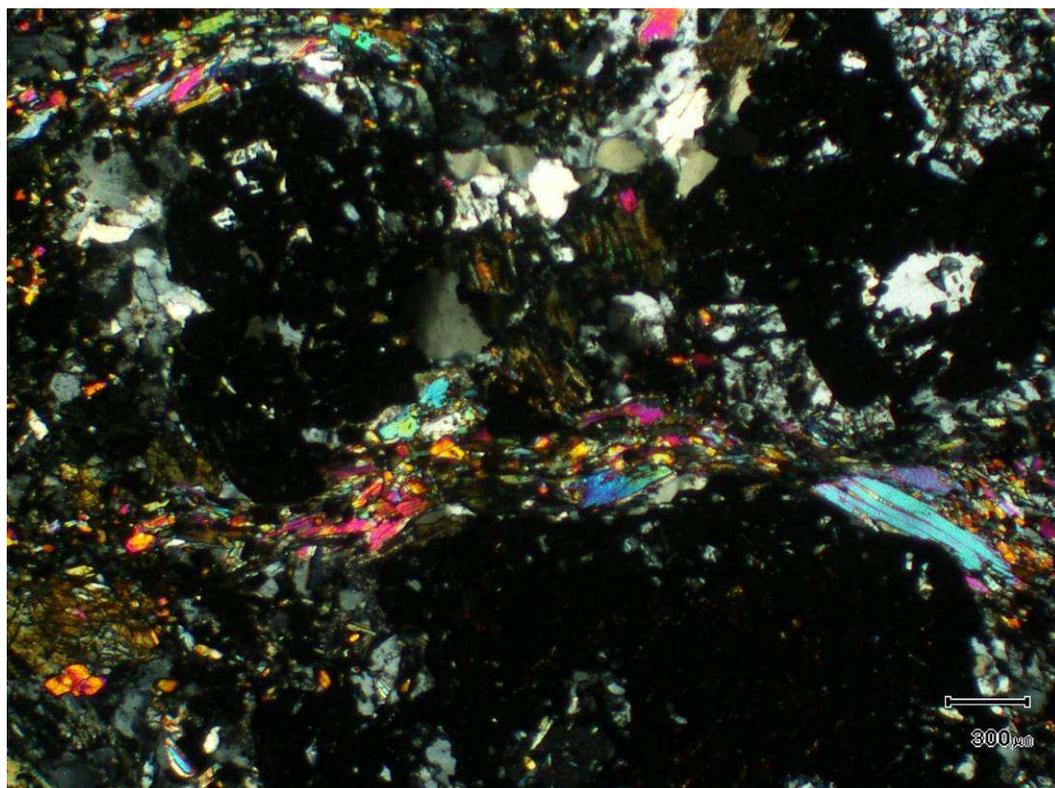


Foto 11: Lamina 34JM9584. Metagabro con granate Luz polarizada (x20). Entre las bandas de granates, el plano de esquistosidad S2 está marcado por la cristalización de mica blanca.

2.2 LA FM LA TOCA

2.2.1 Generalidades

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

2.2.2 La Fm La Toca en la Hoja de Villa Riva. Alternancias rítmicas de arenisca calcárea, limolitas y lutitas carbonatadas (4). Eoceno Medio-Superior. P_2^2 - P_2^3

En la Hoja de Villa Riva, la Fm La Toca aflora según el eje de la Elevación de San Francisco de Macorís. Constituye una cadena continua, aproximadamente E-O, con geometría de anticlinal desde la depresión localizada entre la Loma El Mogote y la Loma El Firme al Oeste de la Hoja y hasta las colinas de El Joroban; en el centro, al cruce con la carretera de Nagua-San Francisco. Ha sido identificada en otros puntos hacia el Este, dos de estos en la cabecera del Arroyo Arenoso, al NO de la Loma La Candela, y otro a lo largo de los caminos que unen El Pozo con el pueblo de Arenoso. Para este último, asignar una roca como perteneciente a la Fm La Toca es más complejo debido a que las facies son mucho más margosas y diferentes a lo observado en los otros sectores.



Foto 12: Afl. 34JM9441. Fm La Toca. Serie rítmica de capas de arenisca fina y lutita (turbidita). Cada capa se corresponde con una secuencia de granulometría positiva.

A esta formación se le atribuye una sucesión alternante de capas rítmicas y regulares centimétricas a decimétricas de litobiocalcarenitas granoclasificadas y de margas limo-areniscosas de color gris oscuro o beige amarillento dependiendo del grado de meteorización. Se componen por secuencias turbidíticas mixtas, siliciclásticas y carbonatadas. En general, las facies están bien litificadas, lo que contrasta con las alternancias turbidíticas miocenas situadas en la parte superior de la serie. Por otro lado, debido a su localización en el centro del antiforme las facies están a menudo microplegadas, con la existencia de una intensa microfracturación de tipo “esquistosidad por fracturación”.



Foto 13: Afl. 34JM9369. Fm La Toca. Serie rítmica de capas de arenisca fina y lutita (turbidita). La serie es vertical, a destacar la presencia de una esquistosidad por fracturación perpendicular a dirección SO. El desplazamiento de los bloques indica que la serie está invertida.

Los levigados de 3 muestras de margas mostraron la existencia de abundantes clastos de sedimento margoso-calcáreo ocre amarillo con granos muy finos de feldespato, cuarzo y láminas de moscovita. Las bioformas son excepcionales, compuestas por algunos moldes internos muy alterados de globigerínidos (foraminíferos) y algunos fragmentos de equinodermos. Ningún criterio biostratigráfico preciso pudo deducirse de estas muestras. (34JM9041, 34JM9278 y 34JM9385).

El estudio microscópico de láminas delgadas de 2 calcarenitas (34JM9011 y 34JM 9440) revela la presencia de una abundante litofase compuesta por:

- material (50%) de origen volcánico con fragmentos angulares de lavas, chert, cristales de feldespato, opacos, y raramente clorita o serpentina (?),
- numerosos microcantos de caliza micrítica angular de 2 mm,
- diferentes clastos de calizas arrecifales y bioclásticas muy recristalizadas, y algunos sedimentos del Mesozoico o Paleoceno.

Las biofases están compuestas por pequeños clastos angulosos de corales, foraminíferos bentónicos y planctónicos, equinodermos, corales y briozoos. La microfauna está alterada y esencialmente formada por especies del Eoceno Medio. Entre los abundantes fragmentos de foraminíferos bentónicos, se han reconocido «*Operculinoides*» *floridensis* (HEILPRIN), *Discocyclusina* cf. *marginata* (CUSHMAN), *Lepidocyclusina* (*Lepidocyclusina*) *mcdonaldii* CUSHMAN, *Amphistegina* sp., *Victoriella* cf. *conoidea* (RUTTEN), *Fabiania* *cassis* OPPENHEIM, *Lepidocyclusina* (*Polylepidina*) *pustulosa* (DOUVILLÉ). En algunos extraclastos se han identificado foraminíferos planctónicos incluyendo *Morozovella* sp., *Acarinina* *collactea* (FINLAY) y *Acarinina* *bullbrookii* (BOLLI).

Debido a que los constituyentes están fragmentados y alterados, es difícil definir una edad precisa a partir de las muestras. De todos modos los datos sugieren un depósito de edad Eoceno Medio (terminal) a Eoceno Superior (Priaboniense).

2.3 LOS CONGLOMERADOS DEL NEÓGENO

2.3.1 Generalidades

Los investigadores previos que han trabajado en la zona oriental de la Cordillera Septentrional han tenido dificultades de interpretar y dar una posición estratigráfica a las unidades conglomeráticas que afloran a lo largo de la Elevación de San Francisco. Así, han existido varios nombres locales que se han ido dando para las zonas donde los conglomerados afloran. Nadai (1987) describe unos conglomerados en las proximidades del Río Cuaba, que denomina conglomerados de Azlor, discordantes sobre las otras unidades

de la Elevación, y con una edad de Plioceno Inferior como muy antigua. Guglielmo (1986) y Guglielmo y Winslow (1988) describen otra unidad conglomerática, denominada El Firme, situado en la Loma de El Firme en la Hoja de Pimentel. Nadai (1987) y Nadai y Winslow (1988) también incluyen los conglomerados de El Firme (aunque por cuestiones de prensa del artículo, el trabajo de Guglielmo y Winslow se publicaría después) en su descripción estratigráfica, y los sitúan (al igual de Guglielmo y Winslow) en la parte más baja de la serie estratigráfica, por debajo del Mioceno medio. Además, Guglielmo y Winslow (1988) definen en el mismo trabajo, los conglomerados de La Candela, que sitúan en la parte alta de la serie, discordantes, con potencias inferiores a los 80 metros, y con una edad aproximada de Plioceno Superior. En el último trabajo realizado, parte de los mismos autores (Winslow et al., 1991) reconsideran las publicaciones anteriores, hacen una revisión de las diferentes nomenclaturas utilizadas previamente y realizan una nueva propuesta, que consiste en agrupar las denominaciones de Azlor, El Firme y Candela en la Formación La Candela, que sitúan finalmente discordante por encima de las demás unidades, con una edad Plio-Pleistocena.

A partir de los nuevos datos obtenidos por el Grupo SYSMIN y de la cartografía detallada de la Elevación de San Francisco, además de las observaciones realizadas en el estudio sedimentológico, se propone utilizar para los conglomerados “inferiores”, es decir para los conglomerados que, por posición, están entre la Unidad de Altamira-La Toca y la Fm Arroyón (la unidad superior), y son de edad Mioceno inferior, la denominación de conglomerados de El Firme. Desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica, no es correcto denominarlos conglomerados de La Candela, puesto que se definieron originalmente para los conglomerados “superiores” pliocenos (Guglielmo y Winslow, 1988), aunque sabemos actualmente que corresponden en realidad a los “inferiores”. Los conglomerados “superiores” también se han cartografiado y distinguido, y para ellos, proponemos el nombre de conglomerados de Azlor, por prioridad en su correcta definición (Nadai, 1987) y porque realmente en la región de Azlor son los conglomerados “superiores”. De esta manera, desaparece el término La Candela, que probablemente, originaría muchas más dudas y sería totalmente incorrecta su definición.

Los conglomerados de La Piragua afloran básicamente en la orla del macizo de rocas metamórficas y plutónicas de Río San Juan. En cartografía, su posición estratigráfica se sitúa por encima de la unidad de Altamira-La Toca y por debajo de los materiales de la Fm Villa Trina. En los sectores más proximales al macizo, se encuentra discordante sobre las

rocas del Complejo de RSJ. La potencia de la unidad es difícil de estimar, aunque se estima en unos cientos de metros como máximo. Son descritos por primera vez por Eberle et al. (1982), y definidos por Draper y Nagle (1991), aunque con pocas observaciones y con una posición estratigráfica errónea.

2.3.2 Los Conglomerados de El Firme en la Hoja de Villa Riva. Conglomerados con bloques, cantos y gravas de calizas, tonalitas y rocas volcánicas (5). Mioceno Inferior. N₁¹

Los conglomerados de El Firme afloran en una importante superficie a ambas partes del eje de la Elevación de San Francisco. Éstos constituyen los principales relieves que de Oeste a Este son: Loma El Mogote, Loma El Firme, Loma Firme de Jina Clara, Loma Firme de Jobodan y Loma La Candela. Más al Este, desaparecen bajo los materiales cuaternarios del Yuna. Se ha tenido en cuenta el nombre de El Firme a la hora de denominar estos conglomerados, ya que en la mayoría de los afloramientos la toponimia del lugar utiliza el nombre de “El Firme”.

De modo general, constituyen los flancos asimétricos de un antiforme. Sobre el flanco Sur los buzamientos se dirigen hacia el Sur con una inclinación comprendida entre 45° y 90°. En el flanco Norte, los buzamientos son en general mucho más suaves y se debe a la existencia de pliegues de gran amplitud. Debido a esta compleja estructura, no es fácil determinar la potencia de la formación, que según los cortes realizados se estima entre 500 y 750 m.

A muro, los conglomerados son discordantes sobre las turbiditas de la Fm La Toca, aunque el contacto no ha podido ser observado directamente incluso en el cauce de los arroyos. Una muestra tomada en un nivel argilítico en la base de la formación conglomerática (34JM9313) revela la presencia de numerosos gasterópodos tipo turritella (forma juvenil), además de pequeños bivalvos, pocos ostrácodos y fragmentos de estrellas de mar. La biofase contiene igualmente *Quinqueloculina* sp. (forma indeterminada, angular). Ningún criterio ha permitido establecer la edad de los sedimentos. Los sedimentos se corresponden con un depósito lacustre con fuertes variaciones en la salinidad.

Hacia el flanco Sur, el contacto a techo está fuertemente tectonizado por una falla paralela a la Falla Septentrional. Esta fracturación está claramente identificada por una sucesión de

anomalías aeromagnéticas. Los conglomerados están en contacto con las argilitas y las micritas (muestra 34JM9357) ricas en fragmentos de coral, las cuales han sido interpretadas como fragmentos provenientes del desmantelamiento de una plataforma arrecifal. La edad de Mioceno inferior ha sido determinada por la presencia de *Miogypsina antillea* (CUSHMAN) y *Lepidocyclina* sp. en la muestra.

Desde el punto de vista estratigráfico, esta unidad de conglomerados se considera post Eoceno Superior (edad de los sedimentos sobre los que se deposita discordantemente) y sin- a ante-Mioceno Inferior (edad de los primeros sedimentos situados sobre los conglomerados). En comparación con la edad de depósito de las otras unidades de conglomerados de la región le atribuimos una edad Mioceno Inferior.



Foto 14: Afl. 34JM9360. Conglomerado El Firme. Niveles decimétricos a métricos de conglomerado poligénico. La estratificación es visible por la presencia de niveles pelíticos.

Esta unidad corresponde a una sucesión básicamente compuesta por conglomerados, los cuales presentan una facies particular formada por capas m a dm de conglomerados de clastos redondeados, de tamaño de clasto medio en torno a los 5-10 cm y fundamentalmente matriz-soportados, con una matriz de arena media-gruesa. La

organización interna es difícil de observar y raramente se ven estructuras sedimentarias de ordenamiento interno. No existe tampoco imbricación y esporádicamente se han localizado algunas intercalaciones centimétricas lutíticas o arenosas, de tonos grises, con materia orgánica y fauna marina de ambientes restringidos (foraminíferos porcelanáceos y restos vegetales). La presencia de fragmentos centimétricos a decimétricos de carbón es común, pero ninguna de las capas actualmente conocidas es susceptible de generar una explotación.



Foto 15: Afl. 34JM9271. Conglomerado El Firme. Fragmentos de madera carbonizada.

Los clastos tienen una composición fundamentalmente volcánica o volcanoclástica, con una menor proporción de clastos calcáreos procedentes de plataformas marinas de edades comprendidas entre el Eoceno Superior y el Oligoceno. Los cantos volcánicos tienen una procedencia de complejos de tipo Los Ranchos, Pedro García o Palma Picada, con gran abundancia de rocas volcánicas, plutónicas (tonalitas) o tuffíticas, dependiendo del sector. En numerosas zonas, existen gigantescos bloques y fragmentos plurimétricos de tonalita y de rocas volcánicas ácidas dentro de esta unidad. Ese es el caso de los flancos que drenan los arroyos de la Loma La Candela y la Loma Firme del Joroban. La presencia de estos

enormes bloques es a veces ambigua, ya que, en ausencia de otros afloramientos pueden inducir a la confusión con el sustrato cretácico de la Fm Los Ranchos ¡!



Foto 16: Afl. 34JM9235. Conglomerado El Firme. Megabloque de tonalita.

La zona de canteras de los Altilos (34JM9025, Informe estratigráfico y sedimentológico – columna 6273-IV-03) permite observar una facies un poco particular. En esta área destaca la presencia y abundancia de cantos de calizas, algunos decimétricos, angulosos, de calizas de plataforma del Eoceno medio-superior (Fig), situados en la parte alta de la serie, con escasa matriz, actualmente desaparecidas en los dominios circundantes.

Desde el punto de vista sedimentológico, los conglomerados parecen corresponder a sistemas conglomeráticos deltaicos, depositados en ambientes marinos someros, como evidencia la aparición de fauna marina de ambientes restringidos, someros, en niveles cm lutíticos entre los paquetes conglomeráticos. Sin embargo, no se han observado estructuras de ordenación interna, y solamente se observa una débil estratificación. No existe imbricación y la fábrica mayoritaria es matriz-soportada. Esto puede indicar que se han depositado como consecuencia de flujos de alta densidad, en un frente deltáico cargado de sedimento, alimentados en última instancia por sistemas fluviales.



Foto 17: Afl. 34JM9003. Conglomerado El Firme. Cantera abierta en los conglomerados parcialmente alterados.



Foto 18: Afl. 34JM9003. Conglomerado El Firme. Detalle de un nivel con estratificación cruzada que sugiere un posible origen fluvial.

Probablemente, el transporte de sedimentos a la cuenca somera adyacente a los relieves creados, se produce a través de grandes avenidas (sistemas fluvio deltáicos dominados por inundaciones, según Mutti *et al.*, 2000, 2003).

2.3.3 Los Conglomerados de La Piragua en la Hoja de Villa Riva. Conglomerados con cantos y gravas del Complejo de Río San Juan (6). Mioceno Inferior-Medio. N₁¹-N₁²

Las zonas de afloramiento están situadas al norte de la Falla Septentrional y de modo discontinuo en una franja periférica al substrato ígneo o metamórfico del Complejo de Río San Juan. Se trata de depósitos detríticos continentales donde dominan los colores rojos y amarillo anaranjado. El color rojizo de los sedimentos se debe a una pátina de hematites debida a la formación del suelo en la superficie de la mayoría de las rocas detríticas. Las capas limoso-conglomeráticas se intercalan con lentejones de pizarras foliadas de color rojo a morado. Los fragmentos son angulares a sub-angulares, de 3-15 cm de diámetro, con mala granuloclasificación debida al escaso transporte. Se trata de fragmentos del zócalo provenientes del Complejo de Río San Juan. Están mal cementados por una matriz arcilloso arenosa rica en fragmentos pelíticos líticos y de micas (biotita¿?) muy alterada. Esta unidad ha sido interpretada como resultado del depósito rápido de productos de la disgregación con alteración química, de formaciones ígneas cercanas, después de un transporte a escasa distancia por ríos más o menos torrenciales. Se estima un espesor de 100-150 m, aunque el contacto con las formaciones margosas suprayacentes está sistemáticamente borrado por coladas de dichas formaciones. Los afloramientos mejor conservados se encuentran en el camino de acceso de la Reserva Científica de Guaconejo, en el cauce del río Helechal, en las proximidades de La Peonía (34JM9126). Existen otros afloramientos cuyo acceso es muy complicado como son los del arroyo de Vuelta Larga (34JM9483) y en el borde con el Mapa de Nagua (34JM9599, Cabeza del arroyo Clara, La Colorada).

Por comparación con facies similares reconocidas en las Hojas contiguas, se le atribuye una edad Mioceno Inferior – Medio.



Foto 19: Afl. 34JM9104. Conglomerado de la Piragua. Conglomerado poligénico. A diferencia de los conglomerados de El Firme, los cantos son angulosos y la matriz arcilloso-arenosa es rica en hidróxidos de hierro y en micas.

2.4 LAS UNIDADES DEL MIOCENO MEDIO DE LA ELEVACIÓN DE SAN FRANCISCO

Entre los conglomerados de El Firme (Mioceno Inferior) y la Fm Castillo (Mioceno Superior-Plioceno Inferior), los anteriores cartógrafos (Nadai A.C.,1987; Guglielmo G., 1986; Nadai A.C. y Winslow M.A.,1988; Guglielmo G. y Winslow M.A., 1988) han definido diferentes formaciones arcillosas y margo-calcáreas que son específicas a la Elevación de San Francisco. Estas son las de la Fm Arroyón, de la Fm Los Cafés, de la Fm Cinta Negra y de la Fm Cuesta Blanca. La Fm Arroyón se corresponde con una potente serie de más de 600 m con alternancias rítmicas de areniscas arcillosas y de arcillas, todas atribuidas al Mioceno Medio. Por otro lado, de forma gradual con la Fm Arroyón, la Fm Los Cafés corresponde a 300-400 m de arcillas masivas de color verdoso. La Fm Cuesta Blanca se corresponde con un episodio carbonatado de espesor variable con potencias comprendidas entre 50 y 550 m.

Como en el caso de las unidades de conglomerados, el orden y la relación entre las diferentes unidades es confuso, incluso contradictorio entre las diferentes publicaciones existentes. Una de las razones es que no se habían precisado las zonas donde fueron descritas. Por otro lado, la monotonía y las numerosas semejanzas aparentes de las facies, unido a las deficientes condiciones de los afloramientos, no facilita la distinción de unidades o formaciones. Además, ningún estudio bioestratigráfico detallado ha precisado la edad de las diferentes unidades.

Con el objetivo de mejorar la cartografía del lado Sur de la Elevación de San Francisco, han sido realizados sucesivos cortes en los cauces de los principales arroyos. Estos son generalmente perpendiculares a las estructuras, y a diferencia de los caminos, suelen ser particularmente ricos en afloramientos. Finalmente fue posible definir las diferentes unidades correlacionándolas entre los diferentes cortes geológicos.

2.4.1 Calizas arrecifales y calizas arcillosas (7). Mioceno Inferior-Medio. N₁¹-N₁²

Tanto a Este y Oeste del pueblo abandonado de Jina Clara, en el arroyo de El Arroyón y el río Yaiba, a lo largo del contacto con los conglomerados de El Firme, aparecen capas decimétricas de calizas nodulosas biodetríticas, de margas y de arcillas areno-limosas azul verdosa a gris verdosa muy ricas en conchas de bivalvos y conchas centimétricas de gasterópodos tipo "Conus". La sedimentación de las arcillas está marcada por la orientación preferencial de fragmentos de conchas y de pequeños fragmentos de materia orgánica. Localmente, y a techo de estas facies, existen capas métricas de brechas arrecifales con cantos de corales (34JM9428).



Foto 20: Afl. 34JM9356. Nivel de arcilla grisácea rica en fragmentos de coral y bioclastos, a destacar igualmente la presencia de materia orgánica y de litoclastos arcilloso arenosos.

La muestra 34JM9357 es una biomicrosparita arenosa con textura de wackestone, y se corresponde con el desmantelamiento de construcciones coralinas. Los fragmentos de coral son abundantes, asociados a una importante fracción arenosa de pequeños cristales de feldespato, cuarzo y opacos. También hay presencia de cantos rodados de corales estromatolíticos, de foraminíferos bentónicos como *Miogypsina antillea* (CUSHMAN) y *Lepidocyclina* sp.. El cemento micrítico original ha recristalizado como microsporita. Estas facies se atribuyen a una edad Mioceno Inferior.

Estos depósitos, implican un contexto sedimentario netamente diferente al de los conglomerados de El Firme, y podrían corresponderse con los primeros episodios marinos del Neógeno.

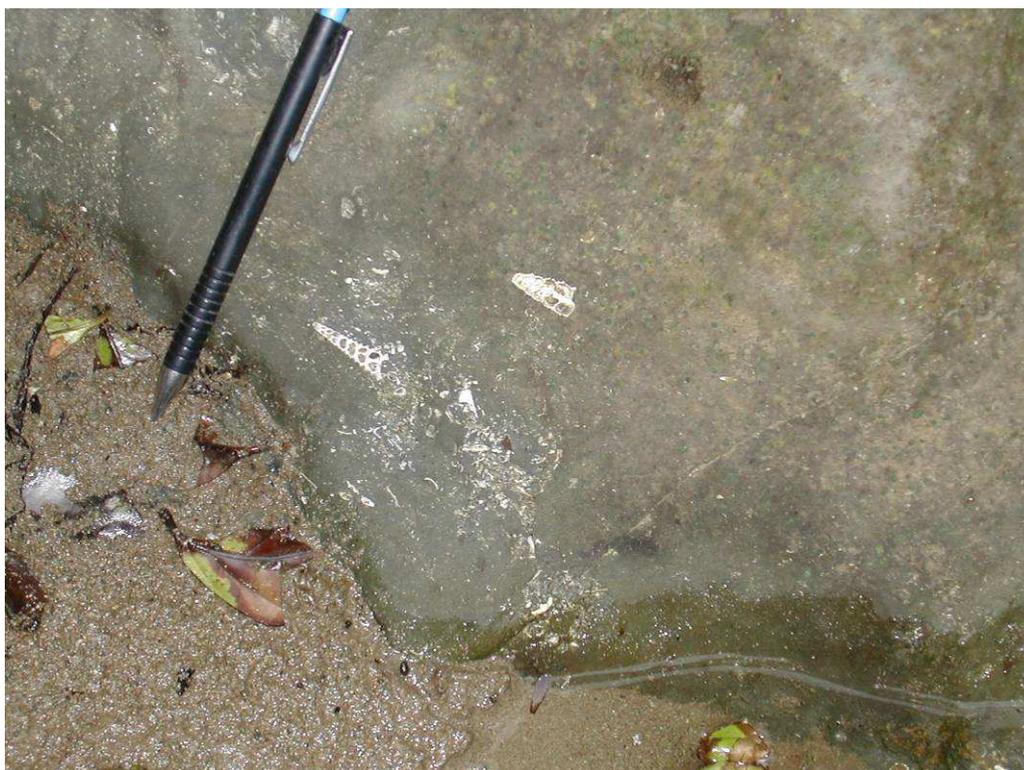


Foto 21: Afl. 34JM9429. Arcilla grisácea con gasterópodos (familia turritellidae y cerithidae).

2.4.2 Arcillas de Arroyón-Los Cafés. Arcillas, limolitas y areniscas finas laminadas con material carbonoso (8). Mioceno Inferior-Medio. $N_1^1-N_1^2$

Esta unidad tiene una potencia de 300-400 m, y está compuesta a muro por arcillas verde-azuladas masivas, continuado por alternancias rítmicas de capas de 5-15 cm de arcillas limosas micáceas y de areniscas de grano fino, con niveles milimétricos paralelos a la estratificación. Se trata de turbiditas finas, siliciclásticas, cuya homogeneidad se rompe por la presencia de capas decimétricas de biocalcarenitas. La presencia de materia orgánica es frecuente en las arcillas del muro, en forma de finos niveles milimétricos. Las arcillas están frecuentemente bioturbadas, generalmente en forma de tubos y canales centimétricos.



Foto 22: Afl. 34JM9228. Arcillas de Arroyón-Los Cafés. Alternancia rítmica de niveles de arcillas gris azuladas y de limolitas arcillosas en láminas milimétricas.

Los levigados de 2 muestras (34JM9259 y 34JM265) indican la abundancia de litofases compuestas por clastos de marga limosa micácea, frecuentes clastos de moscovita, cuarzo y feldespato, presencia de micro-clastos oscuros de materia orgánica.

Los foraminíferos planctónicos que componen la biofase son poco abundantes, transportados y fragmentados por lo que son considerados como alóctonos. Se han determinado *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides bisphericus* (TODD), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Praeorbulina cf. sicana* (BLOW), *Globorotalia mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR) y *Globorotalia fohsi peripheroronda* (BLOW & BANNER).

La muestra 34JM9265 revela además, la existencia de numerosas formas de foraminíferos bentónicos adaptados a sedimento pobre en oxígeno: *Uvigerina carapitana* (HEDBERG), *Uvigerina peregrina* (CUSHMAN), *Siphonina pozonensis* (CUSHMAN & RENZ), *Cibicidoides cf. havanensis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Cibicidoides cf. crebbsi* (HEDBERG), *Cibicidoides compressus* (CUSHMAN & RENZ), *Globobulimina* sp., *Neoeponides campester* (PALMER & BERMUDEZ), Nodosariidés, *Astacolus* sp. (ou *Marginulina* ? sp.),

Stilostomella sp., *Planulina* sp., *Lenticulina calcar* (LINNÉ), *Lenticulina peregrina* (SCHWAGER), *Globocassidulina globosa* (HANTKEN), *Cassidulina laevigata* d'ORBIGNY.

El estudio bioestratigráfico concluye que se trata de material alterado de edad Mioceno Inferior a Medio (inicial), retrabajado en unos depósitos tardíos, probablemente Mioceno Medio.

2.4.3 Caliza de Cuesta Blanca. Micritas, calizas arcillosas y margas blancas (9). Mioceno Medio-Superior. N₁²-N₁³

La Caliza de Cuesta Blanca aflora en el centro de una estrecha banda ONO-ESE, de anchura kilométrica, que atraviesa el territorio Sur de la Hoja, tras el camino de acceso a la población de Cuesta Blanca (Hoja de Pimentel), y junto las colinas de Yabacoa al Este de la carretera de Arenoso-El Pozo. La morfología es particular, caracterizándose por una sucesión de colinas encajadas, perfectamente alineadas y bien visibles por fotografía aérea e imágenes de satélite. Los contactos de muro de esta unidad son tectónicos, y se corresponden con accidentes paralelos a la Falla Septentrional.

Se caracterizan por una serie homogénea y rítmica de capas decimétricas a métricas de micrita blanca, de tacto harinoso, separada por bancos decimétricos de margas blancas a gris verdosas con nódulos, y rica en foraminíferos planctónicos. Estos últimos constituyen pequeños glóbulos milimétricos visibles en muestra de mano. La presencia de algunas capas lenticulares, anastomosadas, de biocalcarenitas gruesas ricas en artejos de crinoides es común. Éstos son generalmente de color amarillo anaranjado con una común pátina gris oscura que contrasta con el color predominantemente blanco de esta unidad. Otra de las características es la presencia de esquistosidad de fracturación común en los bancos de micrita que genera un tableado perpendicular a la estratificación.



Foto 23: Afl. 34JM9350. Caliza de Cuesta Blanca. Nivel métrico de micrita arcillosa blanca con intercalaciones decimétricas de biocalcarenitas.



Foto 24: Afl. 34JM9352. Caliza de Cuesta Blanca (9). Bancos canaliformes de calcarenita muy gruesa.

El estudio microscópico de una muestra de litobiocalcarenita (34JM9349) confirma la estructura granoclasificada y revela una textura tipo packstone. La roca se compone de diversos extraclastos con la presencia de micromódulos de micrita, fragmentos de equinodermos, y una gran proporción de foraminíferos planctónicos donde han sido determinados *Catapsydrax stainforthi* BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, *Fohsella fohsi* CUSHMAN & ELLISOR, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Dentoglobigerina (Globoquadrina) altispira* (CUSHMAN & JARVIS), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globorotalia cf. mayeri* CUSHMAN & ELLISOR ou *Globorotalia cf. obesa* BOLLI, *Globorotalia cf. peripheroronda* BLOW & BANNER, *Globorotalia peripheroacuta* BLOW & BANNER, *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Dentoglobigerina venezuelana* (HEDBERG), *Praeorbulina cf. transitoria* (BLOW).

De igual modo es destacable la presencia de fragmentos o individuos completos de grandes especímenes de foraminíferos bentónicos de plataforma arrecifal o peri-arrecifal: *Spiroclypeus* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina cf. antillea* (CUSHMAN), *Lepidocyclina* sp. y Operculinidae. Además de la existencia de formas de medio distal como: *Nodosaria* sp., *Uvigerina* sp., *Stilostomella* sp., *Bulimina* sp. y *Lenticulina* sp.

Se trata de una típica facies turbidítica que transporta diversos fragmentos de plataforma o medio más profundo. Es difícil de precisar la edad del depósito, pero ciertos elementos sugieren una edad de Mioceno Medio.

El levigado de la muestra 34JM9252 revela la presencia de numerosos foraminíferos planctónicos, con *Orbulina universa* d'ORBIGNY y *Globigerinoides trilobus* (REUSS) lo que caracteriza un depósito sin- a post- Mioceno Medio.

2.5 LA FM CASTILLO

La Fm Castillo pertenece también al dominio de la Elevación de San Francisco, exclusivamente, y no se ha observado en otros dominios de la región. Ésta es equivalente estratigráfica de la Fm Villa Trina, del Mioceno Superior-Plioceno Inferior. Fue definida por Guglielmo (1986), y descrita también en Guglielmo *et al.* (1986), Nadai (1987), Nadai y Winslow (1988) y Guglielmo y Winslow (1988). La Fm Castillo esta formada por una alternancia rítmica de limolitas y areniscas, que hacia la parte superior intercala niveles más calcareníticos. Esta alternancia de litologías produce un aspecto tableado y una buena

organización de los niveles. La formación corresponde al paso gradual hacia arriba de las micritas y lutitas con intercalaciones calcareníticas de Cuesta Blanca. Por encima de la Fm Castillo se encuentran discordantes los conglomerados de Azlor, o el Cuaternario.

Esta formación se interpreta como la progradación de una plataforma externa sobre una cuenca turbidítica, en sentido noroeste-sureste (aproximadamente hacia N120°E). En conjunto, la Fm Castillo muestra una megasecuencia de somerización a techo, consecuencia de la progradación acompañada de una estabilización o ligera bajada del nivel del mar. Además, esto se puede corroborar observando las geometrías en top lap, que indicarían la progradación y avance hacia la cuenca de los sistemas calcareníticos. Los niveles areniscosos inferiores son claramente turbidíticos y muestran el cortejo de estructuras sedimentarias típicas que forman la secuencia de Bouma, mientras que hacia arriba y hacia el sureste, empiezan a aparecer niveles calcareníticos laminados con abundante fauna somera retrabajada que podrían corresponder incluso a acumulaciones de tempestitas en una plataforma media a externa, donde se puede notar una cierta influencia de medios someros.

En la Hoja de Villa Riva, la Fm Castillo aflora a lo largo del flanco Sur de la Elevación de San Francisco, desde la alineación de la Caliza de Cuesta Blanca, y hasta los recubrimientos cuaternarios del valle del Yuna.

Han sido cartografiadas 3 subdivisiones según criterios litológicos: el miembro inferior se compone esencialmente de margas y arcillas, la zona intermedia se compone de alternancias de margas y de calcarenitas finas, y la zona superior es predominantemente carbonatada.

2.5.1 Fm Castillo. Margas con foraminíferos planctónicos (10). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. N₁³-N₂¹

Con una potencia de 500-600 m, la base de la Fm Castillo se corresponde con turbiditas en capas centimétricas a decimétricas planas y paralelas. Están compuestas por alternancias rítmicas de margas y/o arcillas limoso-micáceas, con localmente la presencia de niveles centimétricos de calcarenita fina y laminada. Margas y arcillas limosas presentan colores azules y verdes, siendo la calcarenita de color beige. Las margas son particularmente ricas en foraminíferos, en forma de glóbulos milimétricos visibles en muestra de mano.



Foto 25: Afl. 34JM9345. Fm Castillo. Margas con foraminíferos planctónicos. Alternancias rítmicas de capas decimétricas de margas azules y niveles centimétricos de calcarenita fina y laminada.

El levigado realizado sobre 3 muestras (34JM9248, 9593, 9596), confirma la presencia de una abundante microfauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos que permiten atribuirle al Mioceno Superior terminal (Mesiniense) - Plioceno Inferior, retrabajando fauna de edad Mioceno medio.

A este respecto, la muestra 34JM9593 es particularmente significativa, más del 60% del total de foraminíferos se corresponden con edad Mioceno Medio. Entre los foraminíferos planctónicos se han diferenciado: *Sphaeroidinellopsis seminula* (SCHWAGER), *Orbulina universa* d'ORBIGNY, *Orbulina bilobata* d'ORBIGNY, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Fohsella fohsi* CUSHMAN & ELLISOR, *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRADY), *Globorotalia cf. plesiotumida* BLOW & BANNER y *Globorotalia scitula scitula* (BRADY). Los foraminíferos bentónicos están frecuentemente bien preservados, entre los cuales: *Brizalina alata* (SEGUENZA), *Sphaeroidina bulloides* d'ORBIGNY, *Gyroidinoides cf. neosoldanii* (BROTZEN), *Gyroidinoides soldanii* (d'ORBIGNY), *Stilostomella* spp., *Rectuvigerina* sp., *Bulimina mexicana* (CUSHMAN), *Bulimina aculeata* d'ORBIGNY,

Cibicidoides spp., *Pullenia bulloides* (d'ORBIGNY), *Uvigerina carapitana* HEDBERG, *Cassidulina laevigata* d'ORBIGNY, *Hoeglundina elegans* (d'ORBIGNY), *Bolivina* spp., *Siphonina pozonensis* CUSHMAN & RENZ, *Pyrgo murrhina* (SCHWAGER), *Melonis pompilioides* (FICHTEL & MOLL), *Melonis soldanii* (d'ORBIGNY), *Nodosaria cf. raphanus* (LINNÉ), *Nodosaria acuminata* HANTKEN y *Nodosaria* sp. Se trata de una facies típicamente turbidítica con transporte de diversos sedimentos hemipelágicos donde los más jóvenes se corresponden con un depósito batial.

2.5.2 Fm Castillo. Alternancias de margas y calcarenitas en capas finas (11). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. N₁³-N₂¹

La zona media y superior de la formación se enriquece progresivamente de finas capas centimétricas de microcalcarenitas granoclasificadas de color beige. Las bioturbaciones y marcas de corriente y carga son frecuentes en el muro de las capas. Los afloramientos más significativos se localizan en los taludes de la carretera que une Arenoso con Villa Riva. En numerosas zonas, las capas de microcalcarenitas duras persisten a la erosión, frente a los niveles menos resistentes de margas blancas.

2.5.3 Fm Castillo. Capas de calcarenitas (12). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. N₁³-N₂¹

Cuando no ha sido afectado por la fuerte erosión, el techo de la formación se corresponde con calcarenitas en capas decimétricas separadas por niveles centimétricos de margas beige. Estas son turbiditas carbonatadas, en capas regulares y paralelas. La mayoría de las capas de calcarenita preservan moldes de pistas y madrigueras a muro, así como una intensa bioturbación a techo. Dicha bioturbación ha generado una homogeneización completa de los sedimentos, lo que implica la desaparición de la laminación sedimentaria.



Foto 26: Afl. 34JM9029. Fm Castillo. Capas decimétricas de calcarenita bioturbada separada por niveles centimétricos a decimétricos de margas beige.

El estudio microscópico de la lamina 34JM9029, muestra la existencia de una litofase de cristales infra-milimétricos angulosos de cuarzo y feldespato, y pequeños clastos angulosos de rocas volcánicas. La fase carbonatada está representada por foraminíferos mal conservados, fragmentos de algas peloides, muy micritizados, y clastos de equinodermos fuertemente recristalizados. El cemento, micrítico originalmente, está transformado a microesparita y esparita. La recristalización, a veces en fibras, ha borrado diversas disoluciones y modificaciones de los microfósiles. Entre los relictos que han resistido la alteración encontramos: *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Orbulina universa* d'ORBIGNY, *Sphaeroidinella cf. dehiscens* (PARKER & JONES) ?, *Sphaeroidinellopsis cf. seminula* (SCHWAGER), *Globorotalia cf. plesiotumida* BLOW & BANNER, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides cf. conglobatus* (BRADY); además de algunos foraminíferos bentónicos como: *Bulimina* sp., *Cibicidoides* sp., Textulariidae y *Amphistegina* sp.. Los datos bioestratigráficos indican una edad Mioceno terminal a Plioceno Inferior, una vez más con fauna re-trabajada del Mioceno Medio.

A techo de la serie carbonatada de origen turbidítico, hay que tener en cuenta la presencia muy localizada de fragmentos carbonatados y de corales (34JM9059) que son indicativos de un notable cambio en el medio sedimentario.

2.6 LA FM VILLA TRINA AL NORTE DE LA FALLA SEPTENTRIONAL

Al Norte de la Falla Septentrional, el equivalente estratigráfico de la Fm Castillo se corresponde con la Fm Villa Trina, que caracteriza el Mioceno Superior-Plioceno Inferior de la Cordillera Septentrional. Está formada por una potente acumulación turbidítica de margas y de micritas arcillosas más o menos fósiles, además de numerosos horizontes de calcarenitas organogénicas. El techo de la formación es carbonatado, con origen en un dominio de plataforma arrecifal equivalente a las calizas de Los Haitises. Fue determinada como Mb La Piedra por Draper G. y Nagle F. (1991).

En la Hoja de Villa Riva, 2 entidades fueron distinguidas exclusivamente utilizando criterios faciologicos.

2.6.1 Caliza de Macoris. Margas y calizas margosas nodulosas con parches de coral y capas de conglomerado (13). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. N₁³-N₂¹

Esta unidad se corresponde con rocas arcilloso-carbonatadas reconocidas en el extremo Norte de la Hoja, en el lado de las colinas de Loma El Alto del Rancho y Loma de Piedra Blanca. Se localiza sobre los conglomerados de La Piragua y están cubiertas por las calizas bioclásticas y arrecifales del Plioceno Superior-Pleistoceno. Su potencia ha sido estimada entorno a 450-550 m. Está formada por micritas y margas arenosas y arcillosas pardas, muy mal estratificadas que se intercalan con lentejones de conglomerado poligénico, de biolitoruditas ricas en extraclastos heterogéneos, de pelitas y de arcillas rojas y violáceas, de calizas bioclásticas y de calizas arrecifales. Los fósiles son diversos y comprenden: conchas de grandes lamelibranquios, ostras, pectínidos, tallos de Políperos ramosos, cúpulas de madreporarios, tallos de Kuphus, etc. Hay que hacer hincapié en el carácter muy desordenado y de composición caótica, tanto que podría clasificarse la formación como un “zafacón”. La presencia de fragmentos de Kuphus, especialmente a techo de la unidad, es uno de los argumentos para denominarla “Caliza de Macoris” por comparación con las descripciones realizadas por Nadai A.C.(1987).



Foto 27: Afl. 34JM9090. Caliza de Macoris. Brecha de acumulación de fragmentos de tallos de Políperos ramosos.

La muestra 34JM9085 revela la existencia de foraminíferos planctónicos: *Neogloboquadrina dutertrei* (d'ORBIGNY), *Orbulina universa* d'ORBIGNY, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globorotalia crassaformis crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER), *Globorotalia crassaformis viola* BLOW y *Sphaeroidinella dehiscens* (PARKER & JONES). Los numerosos especímenes de foraminíferos bentónicos están representados por: *Amphistegina* sp., *Elphidiella* ? sp., *Criboelphidium* sp., «*Operculinoides*» *cojimarensis* (PALMER). Éstos últimos en forma de discos centimétricos, visibles en muestra de mano fresca.

Desde el punto de vista litoestratigráfico y sedimentológico, esta unidad se interpreta como equivalente de las margas de la base de Villa Trina (Mioceno Superior – Plioceno Inferior), pero de medio litoral marginal, y sujeto a la influencia continental del zócalo representado por el Complejo de Río San Juan.

2.6.2 Fm Villa Trina. Margas (14). Mioceno Superior – Plioceno Inferior. N₁³-N₂¹

El nombre clásico de Margas de Villa Trina ha sido mantenido para las formaciones arcillosas visibles en el río El Factor, a lo largo del camino entre El Factor a la población de

Los Indios (Hoja de Nagua). Se trata generalmente de una alternancia rítmica de niveles decimétricos de margas y limos azulados con gran cantidad de foraminíferos planctónicos. Esta facies es muy similar a las reconocidas a muro de la Fm Castillo.

Se ha cartografiado también bajo esta formación algunos pequeños afloramientos de margas y calizas limosas (34JM9331) que surgen a partir de un nivel de arcillas rojas, en el lugar denominado Pescadero, cerca de Caño Gran Estero, al Este de la Hoja de Villa Riva.

2.7 ROCAS EQUIVALENTES A LAS CALIZAS DE LOS HAITISES

Los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno pertenecen a las amplias plataformas carbonatadas que se extienden en los dos flancos de la Cordillera Oriental. Al Norte, en la región de Los Haitises, la plataforma, que llega a confundirse con los relieves de la Cordillera, se encuentra afectada por un espectacular karst tropical maduro; aparece inclinada hacia el Norte, de manera que desciende desde cotas superiores a los 300 m hasta el nivel del mar en la Bahía de Samaná.

Pese al indudable atractivo que ofrece la región de Los Haitises como dominio geológico peculiar, especialmente por el desarrollo de un extraordinaria karst tropical maduro, son escasos los trabajos elaborados sobre ella y en la mayoría de los casos están relacionados con la minería del ámbar. La razón principal es su inaccesibilidad, derivada de la presencia de una exuberante vegetación tropical desarrollada sobre un típico relieve en “caja de huevos” integrado por infinidad de montículos (hums o haitises) entre los que se distribuye una densa red de depresiones (dolinas y uvalas), en ocasiones con desniveles superiores a 200 m. Dichos trabajos aluden a la estratigrafía de las tradicionales calizas de Los Haitises de forma marginal, bien por tratarse de trabajos de índole regional o bien porque abordan específicamente la minería del ámbar, centrada en el perímetro de la región.

De entre los trabajos que describen la estratigrafía de la región de Los Haitises, cabe destacar el de Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980), relativo al ámbar, en el que se describen cuatro unidades superpuestas, de muro a techo: conglomerado basal, Fm Yanigua (que alberga el ámbar), caliza de Cevicos y caliza de Los Haitises. Iturralde Vinent M.A. (2001), en un nuevo estudio sobre la geología del ámbar en el ámbito caribeño, considera que el conglomerado basal constituye en realidad intercalaciones dentro de la Fm Yanigua, sugiriendo otro tanto para las calizas de la Fm Cevicos, por lo que simplifica el esquema

estratigráfico que queda reducido a dos unidades: la Fm Yanigua, constituida por margas entre las que se intercalan niveles de conglomerados y de calizas, además de albergar masas discontinuas de ámbar y lignito; y la Fm Los Haitises, dispuesta sobre la anterior e integrada por las típicas calizas arrecifales que constituyen los característicos afloramientos de la mayor parte de la región. Más recientemente, el estudio de la minería artesanal de la República Dominicana (Espy J.A., 2000), elaborado dentro del Programa SYSMIN, aporta nuevos datos sobre la Fm Yanigua, si bien desde un punto de vista minero.

En el proyecto de cartografía (2002-2004), se han adoptado los criterios generales propuestos por Iturralde Vinent M.A., con dos unidades principales: la Fm Yanigua, como un conjunto margoso que alberga pequeñas masas de lignito y ámbar, en el que se intercalan niveles carbonatados de orden métrico, así como conglomerados, más frecuentes hacia la base; y la Fm Los Haitises, constituida por calizas bioclasticas y arrecifales masivas, habiéndose diferenciado dos tramos dentro de ella, en función del mayor o menor contenido margoso de las calizas.

No existe unanimidad en cuanto a la edad del conjunto: Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980) enmarcan la Fm Yanigua en el Mioceno; Bourdon L. (1985) asigna el conjunto calcáreo al Mioceno Superior-actualidad; Toloczyki M. y Ramírez I. (1991) atribuyen la Fm Yanigua al Mioceno Superior-Plioceno y la Fm Los Haitises, al Plioceno-Cuaternario; y por último, Iturralde Vinent M.A. (2001), propone el Mioceno Inferior-Medio para la Fm Yanigua y el Mioceno Medio-Superior para la Fm Los Haitises. En cualquier caso, el hallazgo durante la realización del proyecto L de asociaciones faunísticas características del Plioceno dentro de la Fm Yanigua ha sido el criterio seguido para establecer la cronoestratigrafía de la zona, completada con la asignación de la Fm Los Haitises al Plioceno-Pleistoceno.

Los afloramientos de la Fm Yanigua se distribuyen por el borde de la región, soterrándose bajo los de la Fm Los Haitises, sin que pueda asegurarse si hacia el Norte existe entre ellos una relación de cambio de facies mediante la cual la primera se adelgaza o incluso desaparece en favor de la segunda. La Fm Yanigua se interpreta en un contexto marino-lagunar de baja energía, en tanto que la Fm Los Haitises representa una plataforma carbonatada con construcciones arrecifales.

En conjunto se apoyan sobre un paleorrelieve muy irregular integrado fundamentalmente por materiales cretácicos y tonalíticos asociados a ellos, algunos de los cuales “emergen” en el

seno de la plataforma calcárea, lo que indica un contexto en el que la Cordillera Oriental estaría reducida a una serie de isleos. Posteriormente, el progresivo ascenso de la región, dentro del contexto de la elevación de La Española, provocaría el retroceso de la línea de costa y del complejo arrecifal hacia la Bahía de Samaná, hasta alcanzar la disposición actual. De acuerdo con este esquema, aunque las calizas de la Fm Los Haitises constituyen un conjunto de extraordinaria uniformidad, poseerían carácter diacrónico, más antiguo en el sector meridional (Plioceno) y prácticamente actual en el ámbito de la bahía.

2.7.1 Rocas equivalentes a las calizas de Los Haitises en la Hoja de Villa Riva. Calizas bioclásticas y arrecifales (15). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

En el territorio de Villa Riva, el equivalente litoestratigráfico de Los Haitises incluye la cobertera tabular de la Loma El Alto del Rancho y Loma de Piedra Blanca, en el margen Norte de la Hoja. Han sido igualmente asignados a esta unidad los afloramientos carbonatados de la parte alta del río Nagua, y a lo largo de la traza de la Falla Septentrional. Además de pequeños afloramientos calcáreos, preservados a lo largo del eje de la Elevación de San Francisco, en particular en la Loma Firme del Joboban.

Esta unidad está compuesta por calizas arcillosas y calizas biodetríticas, ricas en fragmentos y ramas de políperos. Es transgresiva y su extensión es muy importante. En la Elevación de San Francisco, descansa directamente, y de manera discordante, sobre el sustrato Eoceno-Mioceno. En ese caso no es extraño observar a muro, lentejones de conglomerados con matriz carbonatada blanca y fragmentos poligénicos directamente extraídos del sustrato subyacente. Los bancos y los niveles carbonatados están constituidos en gran parte por material proveniente de la destrucción de organismos calizos, constructores o no. La facies más frecuente está compuesta por fragmentos de tallos de políperos ramosos, mal cementados por una matriz de margo-caliza. De forma general, son más comunes las “brechas de acumulación de organismos”, que las construcciones de tipo biohermo. Estas brechas constituyen bancos lenticulares que se interdigitan en las calizas arcillosas.

Las diferentes facies corroboran el carácter arrecifal de la formación. La naturaleza y la disposición de las facies sugieren que son depósitos tipo “plataforma interna” o “de parte trasera de arrecife”.



Foto 28: Afl. 34JM9399. Microconglomerado carbonatado a muro de las calizas arrecifales del Plioceno-Pleistoceno.



Foto 29: Afl. 34JM9476. Biohermo de corales ramosos.

2.8 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS

2.8.1 Alteritas del substrato ígneo y metamórfico

El substrato ígneo y metamórfico del Complejo de Río San Juan está profundamente alterado. Ningún afloramiento ha sido observado en la zona de la Loma Guaconejo; las rocas inalteradas sólo han sido observadas en el cauce de los arroyos o como bolos, poco comunes, que han sido preservados de la alteración. Se trata generalmente de saprolitas, que corresponden a una arcillización de las facies subyacentes, con potencias de varios metros. En algunas zonas, en particular al Norte de La Peonía, la cobertera arcilloso-arenosa se ha separado del substrato debido al flujo hidrogravitatorio generado por las abundantes precipitaciones, y ha dado lugar a importantes corrimientos de tierra. Las laderas de las colinas presentan una morfología característica.



Foto 30: Afl. 34JM9196. Morfología característica de las alteritas desarrolladas sobre el sustrato ígneo: las laderas se han curvado, con escarpes y deslizamientos de la película arcillosa.

2.8.2 Fondos de dolinas y poljes. Arcillas de descalcificación (16). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Las arcillas rojizas rellenan ciertas dolinas desarrolladas en las calizas karstificadas de las calizas equivalentes a Los Haitises. Pueden observarse en varias zonas de la cima de la Loma El Alto del Rancho y Loma de Piedra Blanca; las arcillas constituyen niveles impermeables que permiten el desarrollo natural de lagunas por acumulación de agua de lluvia.



Foto 31: Afl. 34JM9082. Arcillas de descalcificación que rellena las dolinas en las que se acumula agua de lluvia.

2.8.3 Lateritas. Arcillas rojas (17). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Corresponden a las capas arcillosas y arenoso-arcillosas rojo anaranjadas de la cima de Loma El Firme y Loma Firme de Jina Clara. Estas se componen de arcillas moteadas o abigarradas fácilmente disgregables, ricas en fragmentos y pisolitos de hidróxidos de hierro y manganeso. Este sustrato es bueno para el desarrollo de los cultivos de arroz de montaña.



Foto 32: Afl. 34JM9462. Suelo de arcillas arenosas lateríticas en la cima de la Loma El Firme.

2.8.4 Arcillas rojas con niveles ocasionales de cantos y gravas (18). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

En la Hoja de Villa Riva, y fundamentalmente en la de Nagua, existe un importante desarrollo de arcillas rojas localizado sobre las margas de los principales valles aluviales, en la base de los relieves de la Cordillera Septentrional. De un modo perfectamente horizontal, estas arcillas constituyen una ligera plataforma que comprende potencias entre 10 y 15 m a ambos lados de la carretera San Francisco-Nagua, al Norte de El Pozo. Las mismas potencias han sido determinadas al Este de la Hoja, en la zona de La Lometa, y en ambas partes de la carretera que conduce al aeropuerto de El Catey.

Esta unidad la componen arcillas rojas, pero se han observado en la Hoja de Nagua conglomerados y facies con cantos y gravas. Es destacable el depósito arcilloso que se ha generado a partir de la cobertera alterada desarrollado sobre los relieves ígneos de la Cordillera Septentrional (batolito de Río Boba, Complejo de Río San Juan, etc.). La distribución actual de los depósitos en el interior de los valles de los ríos Boba y Nagua es

compatible con una facies estuarina, que en algunas zonas pudiera unirse a depósitos fluviales o algunos deltas.

2.8.5 Llanura de inundación. Cantos, gravas, arenas y lutitas (19). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Los materiales pertenecientes a la llanura de inundación de los ríos Yuna y Nagua ocupan la mayor parte de la superficie NE y SE de la Hoja. Están constituidos fundamentalmente por lutitas y, en menos proporción, por niveles arenosos que presentan algunos horizontes de gravas y cantos. Su superficie está ocupada por cultivos de arroz que han modificado profundamente la organización de los depósitos. La potencia máxima observable dentro de la Hoja es de unos metros, pero probablemente es mucho mayor.

2.8.6 Cauce o meandro abandonado. Cantos, gravas, arenas y lutitas (20). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Dentro de la Hoja se pueden apreciar numerosos meandros y cauces abandonados del río Yuna. Dichos cauces son especialmente visibles a partir de las nuevas imágenes de satélite disponibles en Google Earth. La evolución del trazado del cauce del río Yuna se puede reconstruir: primero con una orientación N-S aproximada con una salida directa al Océano Atlántico en Pozo de Bojolo, cerca de Matancita; el curso del río inflexiona a orientación NE y se corresponde con el cauce conocido bajo el nombre de Caño Gran Estero; finalmente se desvía hacia el Este para verter actualmente en la Bahía de Samaná. El hecho de que algunos de estos cauces abandonados sigan lineamientos tectónicos plantea la posibilidad de que el abandono de los cauces haya tenido, al menos en algún caso, un cierto control estructural, probablemente a favor de pequeños escarpes de fallas, satélites de la Falla Septentrional. No existe información disponible que permita establecer la edad de estas variaciones, ya que los mapas más antiguos del siglo XVI indican la desembocaba del Yuna en la Bahía de Samaná.

El relleno de los cauces y meandros abandonados es muy similar al que se observa en el actual Yuna. El material se compone por gravas redondeadas, con cantos y fragmentos de rocas ígneas y matriz arcillo-arenosa, en gran parte enmascarado por una película arcillosa reciente, cubierta de vegetación más o menos pantanosa. Es importante destacar la existencia local de materia orgánica en forma de turba o lignito. A principios de los años 80,

el Estado Dominicano emprendió un estudio para evaluar el contenido en materia orgánica para uso energético del Caño Gran Estero. Una decena de sondeos fueron realizados en el cauce y riberas del paleorío, el cual no generó ninguna información relevante.



Foto 33: Paleomeandro del río Yuna. Imagen de Google Earth.

2.8.7 Abanicos aluviales. Arcillas con arenas, cantos y bloques (21). Holoceno. Q₄

Estos depósitos son muy comunes sobre todo en el cuadrante SO de la Hoja, en la vertiente meridional de la Elevación de San Francisco. Estos garantizan la transición entre este último y la cuenca aluvial del Cibao.

Constituyen un recubrimiento de baja pendiente, de varios metros de espesor, cortado por la actividad erosiva actual de los ríos. La acumulación detrítica esta formada por limos arcillo-arenosos de color entre amarillo-ferruginoso a gris-rosa, con algunos cordones de gravas centimétricas y de cantos bien rodados. En ciertos lugares, se trata de formaciones de color

rojo-vivo que contienen pisolitos de hidróxidos de hierro y manganeso, cuyo aspecto es similar a una laterita. No obstante siempre existe una vaga estratificación que indica que no se trata de un paleosuelo *in situ*, sino más bien de un terreno modificado. Los depósitos se organizan en secuencias granoclasificadas, de espesor centimétrico a decimétrico, en general bien visibles por la erosión, y en particular en el talud de los caminos que cortan estas formaciones. Son frecuentes las figuras de canales como testimonio de un origen fluvial.

En sus inicios, estos materiales derivaron de la alteración meteórica de los relieves. Luego fueron arrastrados y más tarde sedimentados bajo el efecto de paleo-corrientes fluviales. Su espesor no se conoce con precisión y está controlado por la morfología del paisaje y por la red de los ríos que, en la época de los depósitos, drenaron la zona. En los lugares donde están presentes, estos recubrimientos constituyen suelos no consolidados, propicios para el cultivo.

2.8.8 Cono de deyección. Cantos, gravas y arenas (22). Holoceno. Q₄

Los conos de deyección son los vestigios de la actividad erosiva más reciente que, en periodos de fuertes precipitaciones, afectan a las zonas montañosas. Sobre todo fueron reconocidos en ambos lados del valle del río Nagua, el cual está muy profundo. En el lado Norte de la Elevación de San Francisco se localizan en las principales salidas de los arroyos que drenan la ladera. Los depósitos están constituidos principalmente por arenas y gravas provenientes de las formaciones conglomeráticas disgregables del Mioceno. En el lado Sur de la Loma de Guaconejo, estos depósitos están localizados en la confluencia de torrentes con el río Nagua. Son de escaso tamaño, pero la mayoría continúan activos, inestables y su extensión varía en función de la intensidad de las precipitaciones.

2.8.9 Deslizamiento. Arcillas, cantos y bloques (23). Holoceno. Q₄

Han sido determinados corrimientos de tierra de materiales superficiales en al menos 3 puntos de la Hoja:

- Al Norte de La Peonía, en la interfase entre el substrato gabrónico y la cobertera de alteritas (párrafo 2.8.1).

- Cerca de la zona de El Joboban, en el cruce entre la carretera de Nagua-San Francisco y el río Azucey, en coluviones que confinan el cauce del río.
- Siempre en la carretera de Nagua-San Francisco, cerca de Las Taranas, igualmente en los coluviones escavados profundamente por el Arroyito Chirolo.

Estos deslizamientos pueden tener localmente graves consecuencias en las zonas pobladas (La Peonía, El Jobodan) y/o perturbar el correcto funcionamiento de las diferentes vías de comunicación.



Foto 34: Afl. 34JM9533. Deslizamiento de la cobertera cuaternaria en la ribera del río El Azucey, cerca de la carretera San Francisco-Nagua.

2.8.10 Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (24). Holoceno. Q₄

La mayoría de los ríos están actualmente en fase erosiva, el agua circula directamente sobre el sustrato rocoso que erosiona. Solamente ciertas porciones de los ríos Nagua, Helechal, Yaiba y Azucey tienen un relleno aluvial notable de cantos, gravas y arenas donde predominan los fragmentos de rocas eruptivas provenientes de la erosión y del transporte de

las unidades del Complejo de Río San Juan y de los conglomerados del Neogeno. Puntualmente pueden presentar un predominio lutítico por transitar por zonas fuertemente alteradas. Hay que destacar la existencia de niveles cm a dm de turba y clastos vegetales carbonosos intercalados con los limos arcillosos de los aluviones de los ríos El Azucey (34JM9525) y Helechal (34JM9322). Este último punto tiene la particularidad de presentar alto buzamiento, del orden de 50°, revelando la existencia de actividad tectónica reciente probablemente relacionada con la Falla Septentrional.



Foto 35: Afl. 34JM9322. Capa de turba con arcillas del fondo del valle del río Helechal.

Los aluviones actuales en el río Yuna son abundantes, y de composiciones similares. Su extensión se corresponde con el trazado del cauce activo que figura en el mapa topográfico.

2.8.11 Llanura de inundación actual del río Yuna. Cantos, gravas, arenas y lutitas (25). Holoceno. Q₄

La zona de inundación actual del río Yuna es particularmente visible mediante el uso de imágenes aéreas geofísicas, y en particular por aquellas relativas a la distribución de potasio. Es destacable que una parte de las construcciones de Villa Riva y Arenoso se han

realizado invadiendo la zona de inundación de este caprichoso río; por tanto las viviendas y la población están sujetas a los riesgos que podría causar el río Yuna. Abundan los aluviones antiguos, pero en gran parte enmascarados por una capa arcillosa reciente, desarrollada por el cultivo del arroz. El material es una grava redondeada, con fragmentos de rocas ígneas y matriz arcillo-arenosa.

2.8.12 Área pantanosa. Lutitas con materia orgánica (26). Holoceno. Q₄

La mayoría de las pequeñas depresiones del cuadrante NE de la Hoja se corresponde con las zonas pantanosas alimentadas por el agua de las precipitaciones y de los aportes de ríos y arroyos. Desde hace algunos años, y bajo el impulso de la colaboración con Japón, importantes trabajos de drenaje han sido realizados para habilitar el terreno y así permitir el incremento de las superficies de cultivo del arroz. Se trata del depósito de áreas de tendencias endorreicas, integrado por lutitas oscuras, con un cierto contenido vegetal, cuyo espesor no ha sido determinado, aunque probablemente se acerque a 2-3 m.

2.8.13 Manglar. Lutitas con vegetación abundante (27). Holoceno. Q₄

Las desembocaduras antiguas del río Yuna terminan en el Océano Atlántico (Pozo de Bojolo y Caño Cuba Libre) y se corresponden con las zonas de manglar. Son zonas afectadas por las mareas. No se ha encontrado afloramiento alguno que permita una descripción detallada. Tan sólo puede constatarse su composición lutítico-arenosa. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos.

2.8.14 Cordón litoral degradado con líneas de paleocosta (28). Holoceno. Q₄

Un gran cordón litoral arenoso, de 2-3 km de ancho, se desarrolla desde Nagua hasta la desembocadura antigua del Yuna (Caño Cuba Libre). En su interior se han desarrollado dunas longitudinales, que alcanzan alturas de 5 m y definen la morfología del cordón litoral. A su espalda se reconocen los surcos de crecimiento, a modo de depresiones interdunares, en los que se aprecia una cierta proporción lutítica, frente a la composición eminentemente arenosa del cordón, con arenas finas a medias de naturaleza silicea. Este cordón es ampliamente colonizado e invadido por los cocotales y las ciénagas. La acumulación y establecimiento de los edificios dunares provocaron el bloqueo de las aguas dulces que

provenían del interior. Esta presa natural es el origen de la formación de una parte de las ciénagas anteriormente mencionadas.

2.8.15 Playa. Arenas (29). Holoceno. Q₄

La playa actual (Playa Gran Estero) constituye una franja continua de algunos decámetros de ancho, a lo largo del litoral atlántico, alimentada por las arenas de la costa. Estas arenas, de origen marino, están constituidas en su mayoría por granos de sílice; su color va del gris-claro al blanco.

2.8.16 Antrópico. Basurero. Actual. Q₄

Las descargas ilegales de basura de las aglomeraciones urbanas de Villa Riva y de El Factor-El Pozo, se depositan directamente sobre recubrimientos arcillosos cuaternarios. Ninguna precaución ha sido tomada para la protección del medio ambiente, en particular para evitar los lixiviados que se generan por la descomposición de desechos que se infiltran en los suelos o son arrastrados hacia los cursos de agua por la escorrentía superficial.

Numero	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27	
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY
JM9011	19.2396	-69.9223	403 013	2 127 406
JM9025	19.2242	-69.8235	413 389	2 125 640
JM9029	19.1911	-69.8580	409 749	2 122 001
JM9041	19.2269	-69.8571	409 866	2 125 964
JM9085	19.3095	-69.9011	405 282	2 135 125
JM9126	19.3013	-69.9279	402 466	2 134 236
JM9153	19.3115	-69.9227	403 022	2 135 359
JM9169	19.2845	-69.9413	401 050	2 132 384
JM9248	19.2315	-69.9680	398 212	2 126 529
JM9252	19.2350	-69.9671	398 310	2 126 919
JM9259	19.2398	-69.9623	398 809	2 127 443
JM9265	19.2449	-69.9605	399 007	2 128 010
JM9278	19.2565	-69.9562	399 464	2 129 290
JM9313	19.2516	-69.9359	401 596	2 128 731
JM9322	19.2865	-69.8856	406 904	2 132 567
JM9331	19.2536	-69.7994	415 940	2 128 890
JM9349	19.2373	-69.9822	396 722	2 127 182
JM9357	19.2480	-69.9771	397 266	2 128 365
JM9385	19.2696	-69.9669	398 350	2 130 744
JM9428	19.2492	-69.9934	395 546	2 128 500
JM9440	19.2656	-69.9860	396 334	2 130 317
JM9483	19.2983	-69.9984	395 054	2 133 940
JM9486	19.3029	-69.9972	395 186	2 134 452
JM9488	19.3038	-69.9949	395 423	2 134 546
JM9516	19.3016	-69.9643	398 645	2 134 284
JM9525	19.2176	-69.9186	403 395	2 124 962
JM9550	19.2890	-69.9674	398 310	2 132 894
JM9581	19.3279	-69.9871	396 264	2 137 209
JM9584	19.3265	-69.9890	396 066	2 137 052
JM9593	19.2155	-69.9781	397 139	2 124 765
JM9596	19.2267	-69.9716	397 830	2 126 002
JM9599	19.3379	-69.9778	397 243	2 138 310
JM9602	19.3295	-69.9757	397 465	2 137 378

Tabla 1: Localización de los afloramientos citados en el texto.

3 GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS

3.1 INTRODUCCIÓN

La Unidad de La Cuaba forma una banda de dirección general NO-SE, limitada al Norte por el contacto intrusivo del el batolito del Río Boba y al Sur por la Zona de Falla Septentrional (Draper y Nagle, 1991). Los nuevos datos cartográficos de las Hojas de Guayabito, Pimentel y Villa Riva, han permitido subdividir provisionalmente a la Unidad de La Cuaba en varias subunidades estructurales que, ordenadas desde los niveles estructurales altos a los bajos, son: (1) anfibolitas y esquistos máficos de grano fino con hornblenda y en ocasiones epidota; (2) anfibolitas y metagabros de grano medio-grueso con frecuentes segregaciones leucocráticas concordantes; (3) anfibolitas, metagabros y metadioritas con granate; (4) metacumulados ultramáficos, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate; (5) metagabros y anfibolitas con granate frecuentemente estromáticos; y (6) peridotitas serpentinizadas de El Helechal y serpentinitas con antigorita. Entre las unidades (1) y (2) aparecen también lentejones de serpentinitas.

En la Unidad de La Cuaba (Figura 5 a Figura 9), los principales tipos litológicos estudiados desde un punto de vista geoquímico de la subunidad (1) son anfibolitas con hornblenda y epidota (6174IIJE9278, 6174IIJE9521, 6174IIJE9415, 6174IIJE9283 y 6174IIJE9542), así como metagabros y metadioritas poco deformados (6174IIJE9553A). De la subunidad (2) se han estudiado anfibolitas y metagabros bandeados y cizallados (6174IIJE9391, 6174IIJE9585B y 6174IIJE9592). De la subunidad (3) se han estudiado anfibolitas con granate y rutilo (6174IIJE9409B, 6174IIJE9583, 6174IIJE9585A y 6174IIJE9591A), y un sill de leucodioritas con granate y pargasita (6174IIJE9591B). Incluidas en la subunidad (4), se ha estudiado un bloque de peridotitas con granate (6174IIJE9409A). De la subunidad (5) se han estudiado metagabros con granate y anfíbol cálcico foliados (6273IVJM9488 y 6273IVJE9690), y con segregaciones leucocráticas con granate (6273IVJM9581, 6273IVJM9584). Asociadamente a los contactos entre unidades aparecen lentejones de harzburgitas (6174IIJE9413) y serpentinitas (6173IAC9003 y 6173IAC9053).

3.2 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

Los materiales que constituyen la Unidad de La Cuaba son composicionalmente heterogéneos. Poseen un contenido en SiO₂ de entre 41,7 a 54,5 wt%, para contenidos generalmente altos en MgO entre 3,3 y 17,2 wt% (promedio de 7,4 wt%), e intermedios y bajos en TiO₂ entre 0,17 y 2,3 wt% (promedio de 1,1 wt%). En el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂, estas rocas máficas son subalcalinas y se clasifican como basaltos andesíticos y andesitas. En conjunto, la unidad está constituida por materiales predominantemente máficos derivados de magmas de poco a moderadamente fraccionados (Mg#=77-38), resultando algunos ricos en MgO (>10 wt%). Se caracterizan por contenidos generalmente bajos en Zr y Nb, de entre 5-161 ppm y 0,05-3,9 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (7-794 ppm) y Ni (7-64 ppm) son moderados, pero los contenidos en Th son bajos (0,1-1,2 ppm; generalmente <0,5 ppm). En diagramas binarios de variación, estas metabasitas muestran un variable aumento en SiO₂, álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Al₂O₃, CaO, Cr y Ni con el descenso en el MgO. TiO₂ y FeO*^T aumentan ligeramente en las rocas menos fraccionadas, hasta decrecer en las rocas más fraccionadas. Estas tendencias son pueden ser atribuidas a la fraccionación de olivino y Cr-espinela, plagioclasa, piroxeno y óxidos Fe-Ti. En el diagrama FeO*/MgO frente al SiO₂, estas rocas presentan una gran dispersión y caen tanto en el campo toleítico como calco-alcalino, en campos de basaltos/andesitas ricas en MgO y boninitas, por lo que existen diferentes series magmáticas con un diferente enriquecimiento en Fe. Presentan valores de (La/Yb)_N=0,3-7,4 muy variables, característicos de las series tanto toleíticas como calco-alcalinas.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Figura 7 y Figura 8), las metabasitas de la Unidad de La Cuaba se caracterizan generalmente por un variable aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, K, Pb y Sr), Th y LREE (La-Nd) relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, típico de magmas relacionados con subducción. Consistentemente, presentan una variable anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano o ligeramente empobrecido. Las abundancias absolutas de HREE gradúan entre 0,1 y 1 x N-MORB. Estas características, son típicas de IAT (Pearce et al., 1992; Taylor y Nesbitt, 1995). Sin embargo, existen un grupo de anfibolitas con un patrón de REE plano, sin anomalías negativas de Nb y Ti, y con mayores abundancias absolutas (1-3 x N-MORB).

Los contenidos en Ti, Th y LREE, el patrón de REE extendido normalizado respecto al manto primordial, y los valores en las relaciones (La/Yb)_N, Zr/Hf y Zr/Nb (y también en la Figura 6) , permiten distinguir cinco grupos geoquímico-composicionales de rocas metabásicas en la Unidad de La Cuaba, aunque posiblemente existe entre ellos una gradación composicional. Estos grupos son: metabasitas de afinidad arco isla (IAT), o grupo I; metabasitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; metabasitas de afinidad calcoalcalina, o grupo III; metabasitas de afinidad MORB, o grupo IV; y metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas, o grupo V. Otros grupos litológicos relacionados son las serpentinitas asociadas a la Unidad de La Cuaba.

3.2.1 Metabasitas de afinidad arco isla

Este grupo está representado por anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota, a menudo de aspecto bandeado ortogneísico (metagabros/metadioritas), de la unidad I. Estas rocas presentan composiciones de poco fraccionadas ($Mg\#=84-59$). Los contenidos en TiO₂, Zr y Nb son de 0,17-0,8 wt%, 19-69 ppm y 0,7-1,2 ppm, respectivamente, para rangos relativamente altos de MgO de 5,8-9,6 wt%. Los contenidos en Cr (157-794 ppm) y Ni (7,2-14 ppm) son relativamente altos. Presentan una concentración en Th relativamente baja (0,3-0,5 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al MP (Fig. 17), se caracterizan por una distribución de marcada pendiente negativa ($[La/Yb]_N=1,2-3,0$), con un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,0-1,5$), marcadas anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,2-0,4$) y Ti, ausencia anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,9-1,0$), y HREE planas o muy empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,1-1,6$). Los bajos contenidos en Ti y la baja abundancia absoluta de REE ($1-6 \times PM$) sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido, a la que se añade una componente subductiva. El ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Yb]_N < 4$) es típico de magmas de arco toleíticos (Figura 6).

3.2.2 Metabasitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE

Este grupo está representado por anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota, metagabros y metadioritas bandeadas (ortogneísicos) de los niveles estructurales bajos de la unidad I, y metagabros con granate y anfíbol de la unidad IV. La muestra 6174IJE9409A de metaperidotitas con granate también se incluiría en este grupo. Estas rocas presentan composiciones de poco a moderadamente fraccionadas ($Mg\#=77-45$). El contenido en TiO₂ varía entre 0,3 y 1,2 wt%, y para rangos similares de Mg# son inferiores a los del grupo I.

Para contenidos altos en MgO de entre 6,0 y 13,4 wt%, los contenidos en Zr y Nb son de 2,5-21 ppm y 0,05-0,9 ppm (1,6 ppm en una muestra posiblemente contaminada), respectivamente. Los contenidos en Cr (7-602 ppm) y Ni (2,7-25,4 ppm) son ligeramente mayores a los de las muestras del grupo I. Los contenidos en Th son muy bajos (<0,1 ppm), frecuentemente por debajo del límite de detección. Respecto al MP, presentan un patrón de menor pendiente negativa a incluso positiva ($[La/Yb]_N=0,6-1,7$), un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,6-1,1$) y HREE planas o ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,0-1,4$), con fuertes anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,1-0,3$; en las rocas claramente sin contaminación), y anomalías tanto ligeramente negativas como positivas en Ti. Los bajos contenidos en TiO₂ y absolutos de REE, junto a las anomalías negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,2-0,6$), sugieren una fuente mantélica más empobrecida que en el grupo I. El menor contenido en Th y LREE (La-Nd) sugiere una menor componente subductiva. Estas rocas son muy similares a las IAT pobres en Ti y LREE de la Fm Los Ranchos (Figura 7).

3.2.3 Metabasitas de afinidad calcoalcalina

Este grupo está representado por anfibolitas con anfíbol cálcico (\pm epidota) y metagabros/metadioritas menos deformadas de los niveles estructurales altos de la unidad I. Estas rocas presentan composiciones de poco fraccionadas ($Mg\#=70-59$). Los contenidos en TiO₂, Zr y Nb son de 0,5-0,7 wt%, 28-116 ppm y 1,5-5,1 ppm, respectivamente, para contenidos altos en MgO de entre 5,6 y 9,8 wt%. Los contenidos en Cr (68-458 ppm) y Ni (13-64 ppm) son relativamente altos y los contenidos en Th son relativamente bajos (0,3-1,2 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al MP (Figura 9), se caracterizan por una distribución de marcada pendiente negativa ($[La/Yb]_N=5,8-7,4$), con un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,4-1,7$), marcadas anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,3-0,4$) y Ti, variable anomalía negativa en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,4-1,0$), y HREE empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=2,3-2,6$). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido con una componente añadida subductiva. El marcado enriquecimiento en LREE ($[La/Yb]_N>4$) es típico de magmas calco-alcalinos (Figura 7).

3.2.4 Metabasitas de afinidad MORB

Las metabasitas del grupo IV son anfibolitas con anfíbol pargasítico y rutilo de la unidad II. Los protolitos máficos constituyen magmas ya fraccionados ($Mg\#=45-35$), siendo a menudo términos evolucionados ricos en Fe-Ti (con $FeOT>14$ wt%). Respecto a los grupos

anteriores, presentan contenidos relativamente altos en TiO_2 , que gradúan entre 1,6 y 2,4 wt%, y bajos en CaO, que oscilan entre 6,9 y 9,3 wt%, para contenidos relativamente bajos en MgO de entre 2,9 y 5,9 wt%. Contienen 116-161 ppm de Zr y 2,6-3,9 ppm de Nb. Los contenidos en Th son entre 0,1 y 0,5 ppm. Los elementos traza más compatibles muestran un más restringido rango de contenidos, con 7-82 ppm de Cr y 1,9-9,7 ppm de Ni. Presentan un patrón de REE de pendiente positiva ($[\text{La}/\text{Yb}]_N=0,3-0,8$), con un empobrecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=0,6-0,8$), pequeñas anomalías en Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0,5-1,8$), ausencia de anomalías de Zr-Hf (excepto en la muestra 6174IIJE9409B, con $[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=2,6$), y HREE planas ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,8-1,0$). Las abundancias en HREE de 8-14xPM (manto primitivo) son superiores a las de los grupos anteriores (Fig. 17). Estas características son típicas de los basaltos N-MORB (Figura 8; Sun y McDonough, 1989; Perfit et al., 1994) y sugieren una fuente para los protolitos dominada por un manto empobrecido, aparentemente sin influencias de subducción.

3.2.5 Metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas

Este grupo está representado por metagabros y metadioritas frecuentemente de aspecto gneísico bandeado de los niveles estructurales bajos de la unidad IV, y compuestas por una asociación mineral con granate, pargasita, epidota y rutilo (\pm plagioclasa). Estas rocas presentan composiciones fraccionadas ($\text{Mg}\#=43-39$). Para contenidos bajos en MgO, de entre 3,4 y 5,4 wt%, los contenidos en TiO_2 , Zr y Nb son de 1,0-1,3 wt%, 2,5-9,8 ppm y 0,8-1,1 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (6-7 ppm) y Ni (1,0-1,4 ppm) son muy bajos, así como los de Th (0,2-0,6 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al MP, se caracterizan por una distribución de marcada pendiente negativa ($[\text{La}/\text{Yb}]_N=2,1-3,4$), con un ligero enriquecimiento o empobrecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=0,7-1,3$), anomalías negativas en Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0,3$) pero no de Ti, fuerte anomalía negativa en Zr y Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=0,06-0,1$), y HREE empobrecidas ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=2,5-2,9$). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido con granate residual que fraccionaría las HREE, a la que se añadirían componentes procedentes de la lámina que subduce. El enriquecimiento en LREE es moderado ($[\text{La}/\text{Yb}]_N < 4$) y más típico de las series magmáticas toleíticas (Figura 8 y Figura 9).

3.2.6 Peridotitas y piroxenitas con granate

En la subida al Quita Espuela por su vertiente norte y, muy probablemente, incluidas en la unidad III, se han encontrado rocas ultramáficas metamorizadas en condiciones de alta-P similares a los bloques rodados de peridotitas y piroxenitas con granate descritos por Abbott et al. (2006 y 2007) y Hattori et al. (2009). La muestra estudiada (6174IIJE9409A) posee un número de Mg# bajo (69) y contenidos altos en CaO (14,8 wt%) para ser un cumulado peridotítico mantélico. Como se observa en las Figura 8 y Figura 9, su patrón de REE extendido es similar a las metatoleitas de arco isla pobres en Ti y LREE, con un enriquecimiento de LILE respecto a HFSE y HREE, sugiriendo que se trata de magmas máficos de arco, aunque los protolitos (cumulados) fueron metamorizados en condiciones eclogíticas.

Hattori et al. (2009) describe peridotitas con granate compuestas por granate con coronas quelíficas, clinopiroxeno parcialmente anfibolitizado, olivino parcialmente serpentizado, y espinela aluminica. Segun estos autores, estas peridotitas están poco hidratadas (<5% H₂O) y son pobres en Cr (<1200 ppm), Ni (<700 ppm) y PGE del grupo del Ir (Ir-Ru-Os; <1,0 ppb Ir, 0,7 ppb Ru y 1,0 ppb Os), indicando que son cumulados de un fundido máfico, ya que estos elementos se quedan en el residuo durante los procesos de fusión parcial. Un origen cumulado es consistente con el bajo contenido en Mg del olivino (Fo₇₄₋₈₃) comparado con el de los olivinos de las peridotitas mantélicas. Estos autores también presentan diagramas de elementos trazas extendidos, en los que estas rocas muestran una signatura subductiva: alta concentración en LILE, tales como Sr, U y Pb, y bajos contenidos en HFSE, como Nb y Zr, indicando una formación de los magmas parentales relacionada con subducción.

Hattori et al. (2009) incluyen análisis de granos de clinopiroxeno mediante Laser Ablation High Resolution ICP-MS representativos de las wehrlitas y clinopiroxenitas con granate. Los datos muestran un patrón de REE normalizado de pendiente negativa, con bajos contenidos en LREE (0,1-0,3 x PM) y concentraciones similares de MREE y HREE (1-2 x PM). Ambos patrones muestran también bajos contenidos en Nb y Zr, y altos en elementos móviles en fluidos, con Y y HREE sin anomalías entre las dos muestras. Como estos elementos tienden a incorporarse en el granate, la ausencia de anomalías indica una cristalización temprana del clinopiroxeno posterior del granate a alta-P. A favor de esta interpretación son los maclados del clinopiroxeno y exoluciones preservadas, que sugieren un origen magmático. Hattori et al. (2009) concluyen que los cumulados ricos en clinopiroxeno se formaron en un

nivel cortical relativamente superficial en la cuña de manto suprasubducción, y fueron posteriormente arrastrados al plano de subducción por el flujo del manto, donde fueron metamorfizados a alta-P con formación del granate.

3.2.7 Serpentinitas

Hacia la base estructural de la Unidad de La Cuaba aparecen lentejones y bandas de harzburgitas variablemente serpentinizadas y serpentinitas foliadas. Recientemente, Namur et al. (2008) incluyen datos químico-composicionales de las serpentinitas que, según estos autores, fueron protruidas en la “Zona de Falla Septentrional”.

Mineralógicamente, las serpentinitas de la “Zona de Falla Septentrional” contienen variables proporciones de lizardita, magnetita, talco, tremolita y clorita, con relictos de la mineralogía primaria de olivino (Fo_{90,8}), ortopiroxeno (En_{91,3}) y cromo-espinela. En relación a la geoquímica de roca total, las serpentinitas muestran en un diagrama normalizado respecto al manto primordial un contenido bajo en Ti y Al, indicativo de un origen en la cuña de manto refractaria. Samur et al. (2007) aportan datos composicionales que sugieren un general menor empobrecimiento de las serpentinitas de la mélange de Jagua Clara respecto a las de la “Zona de Falla Septentrional”. Según estos autores, las serpentinitas de varias áreas muestran alto MgO (35-40 wt%), Cr (>2600 ppm), Ni (2100-3000 ppm) y PGE del grupo del Ir, como Ir (2,9-6,2 ppb) y Ru (6.0-12.0 ppb). Son pobres en CaO (<0,8wt%), Al₂O₃ (<3 wt%) y TiO₂ (<0,07 wt%).

Las serpentinitas de la “Zona de Falla Septentrional” muestran en un diagrama normalizado respecto al manto primordial una distribución de ligera pendiente negativa de elementos del grupo de platinoides (PGE), con empobrecimiento en el grupo de Pt-PGE y valores altos de la relación Ir-PGE/Pt-PGE pero relativamente bajos de Os+Ir+Ru, que establecen un origen a partir de un manto residual (Saumur et al., 2007). Esto es consistente con el empobrecimiento que presentan de elementos litófilos incompatibles respecto al manto primordial, particularmente Ti y Al, así como de LREE (La=0,02xPM), HFSE y HREE (<0,01xPM). A diferencia de las serpentinitas de la Mélange de Jagua Clara ZFS y del macizo de Gaspar Hernández, las serpentinitas de la “Zona de Falla Septentrional” presentan valores más bajos de la relación Al/Si (<0,02) que indican su carácter residual.

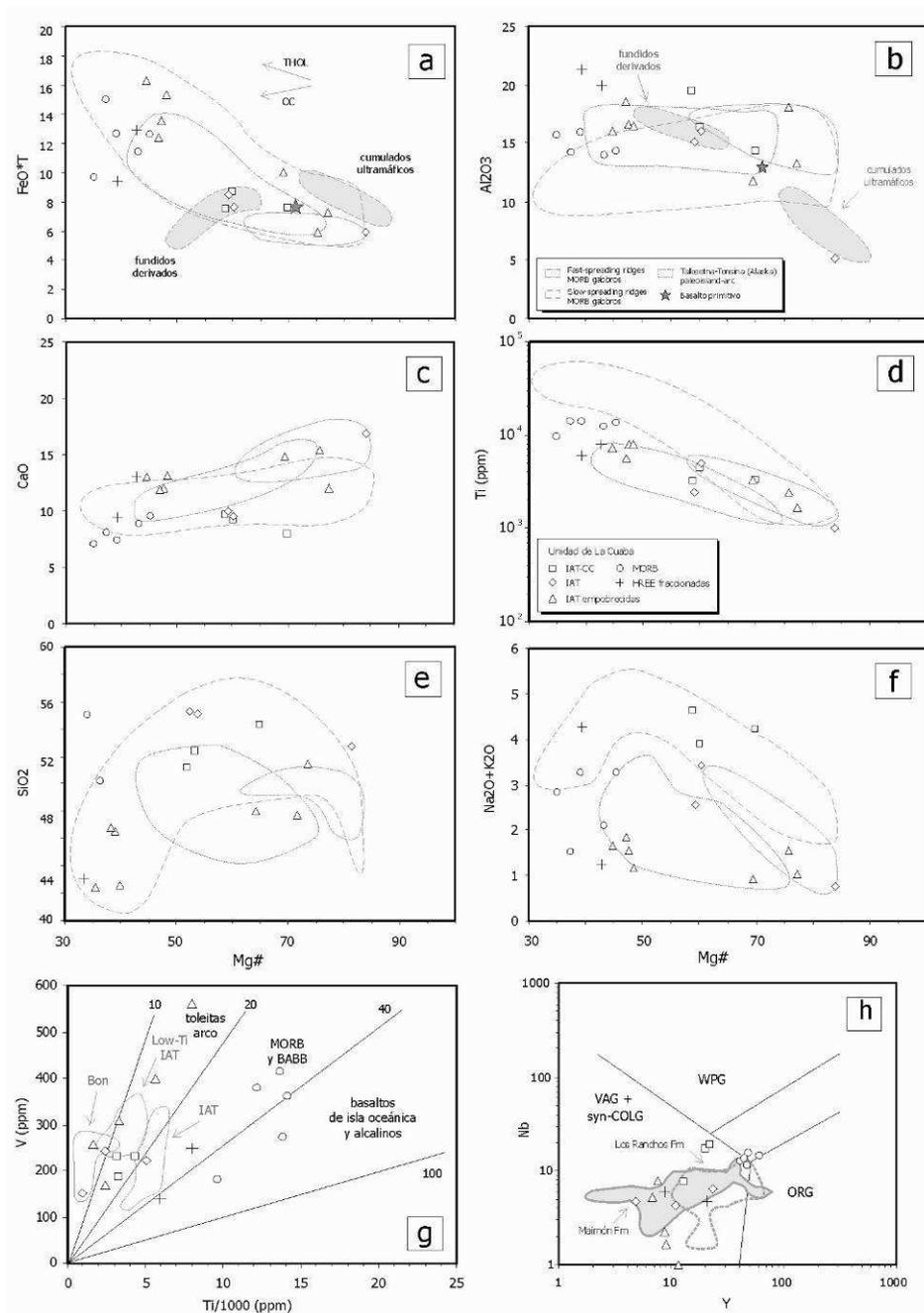


Figura 5 (a,b,c,d,e,f): Diagramas de FeO*Ti, Al₂O₃, CaO (wt%), Ti (ppm), SiO₂ y álcalis frente al Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cueva. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los gabros MORB formados en zonas de dorsal rápidas y lentas, y de los gabros del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska). En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los datos experimentales, cumulos ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener et al. (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas (P=1,2 GPa y ~3% H₂O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB. (g) Diagrama Ti-V de Shervais (1983). (h) Diagrama Y-Nb de Pearce et al. (1984).

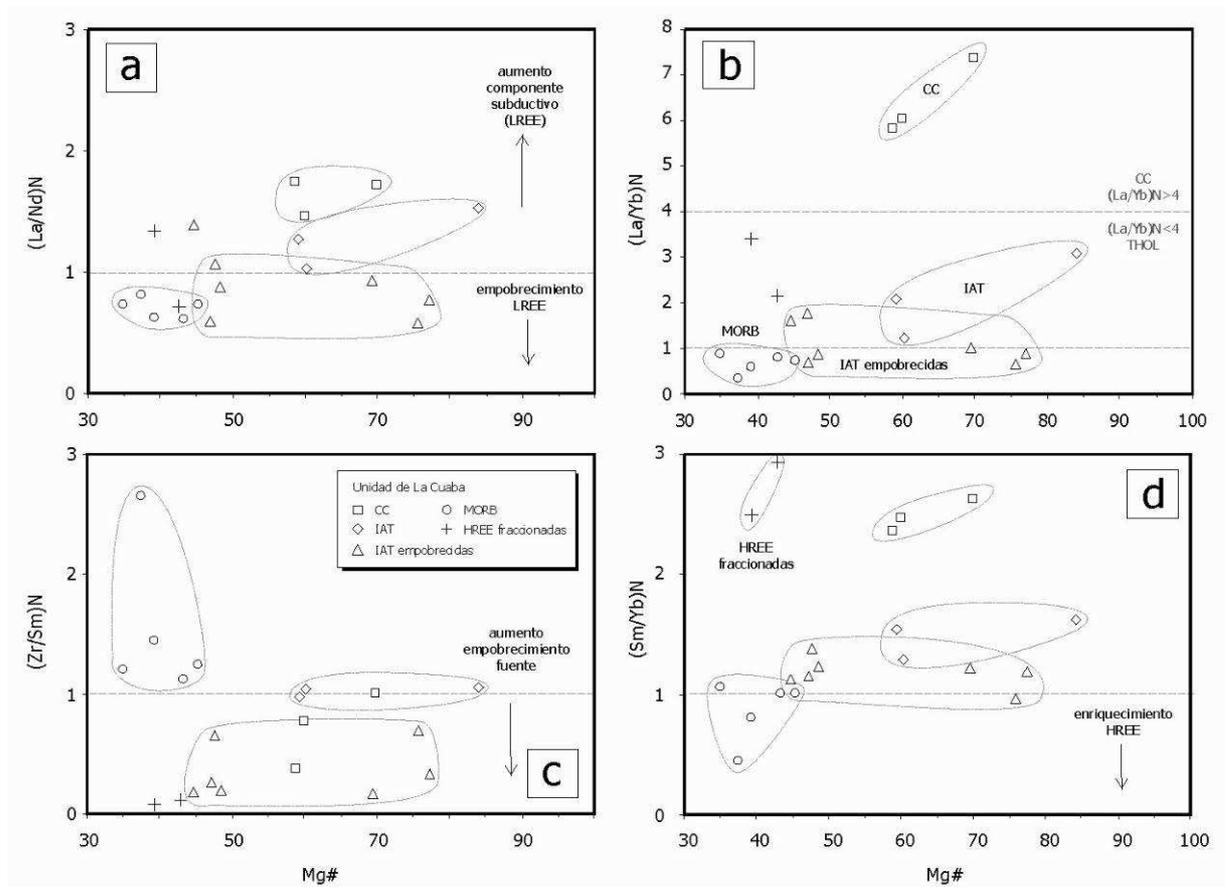


Figura 6 (a,b,c,d): Diagramas de $(La/Nd)_N$, $(La/Yb)_N$, $(Zr/Sm)_N$ y $(Sm/Yb)_N$ frente al $Mg\#$, para las rocas de la Unidad de La Cuaba.

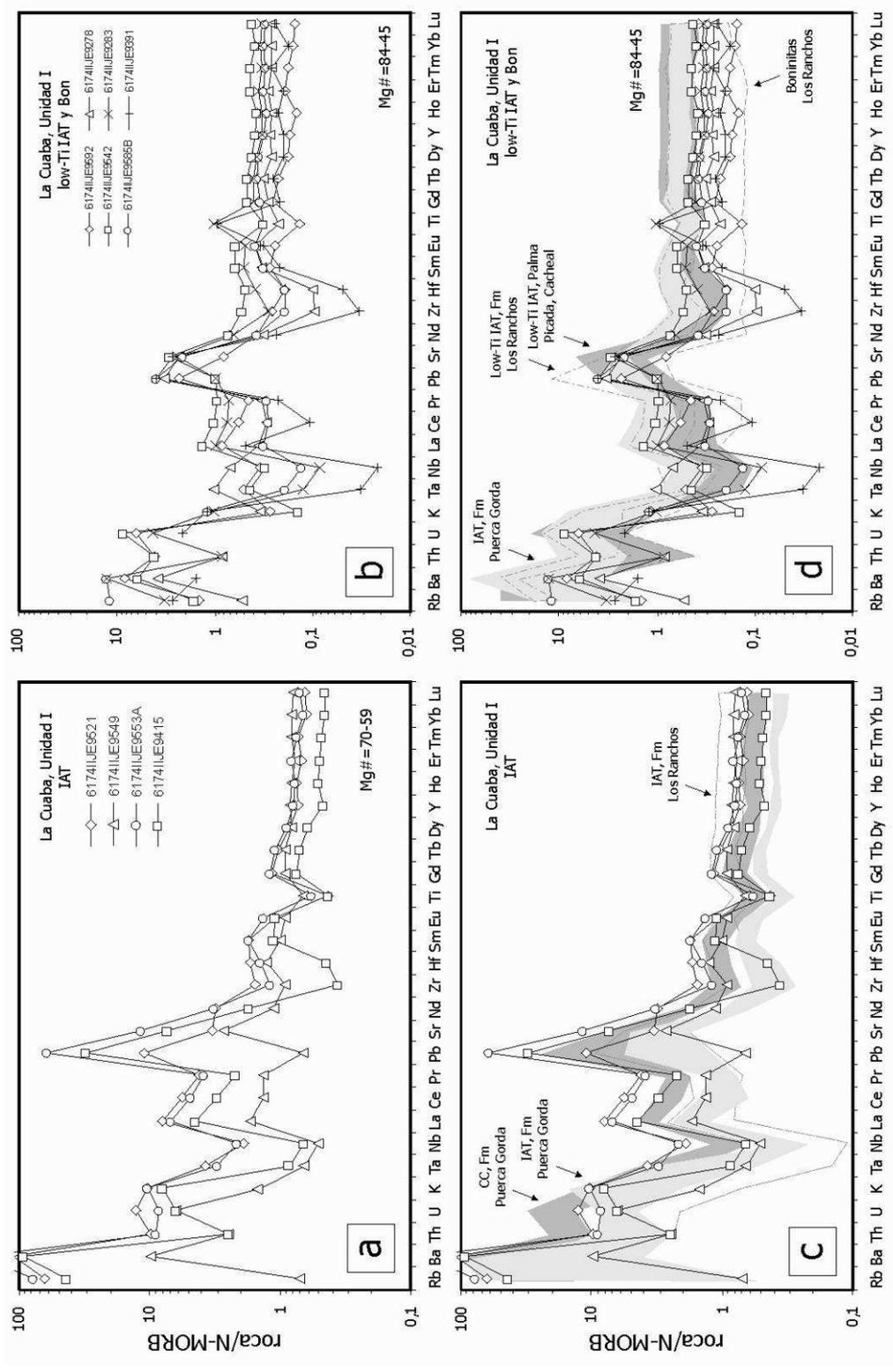


Figura 7 (a,b,c,d): Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba.

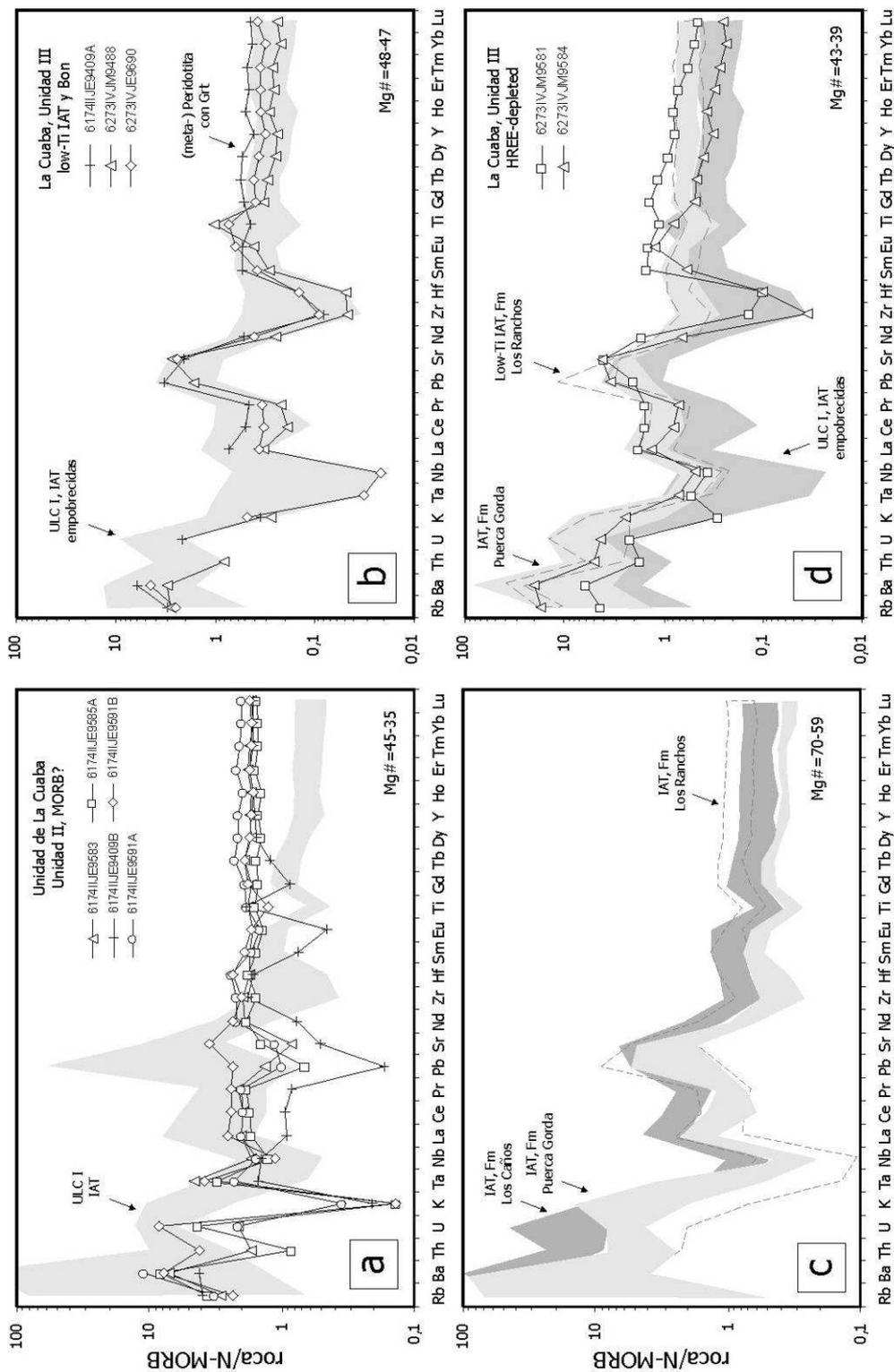


Figura 8 (a,b,c,d): Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba.

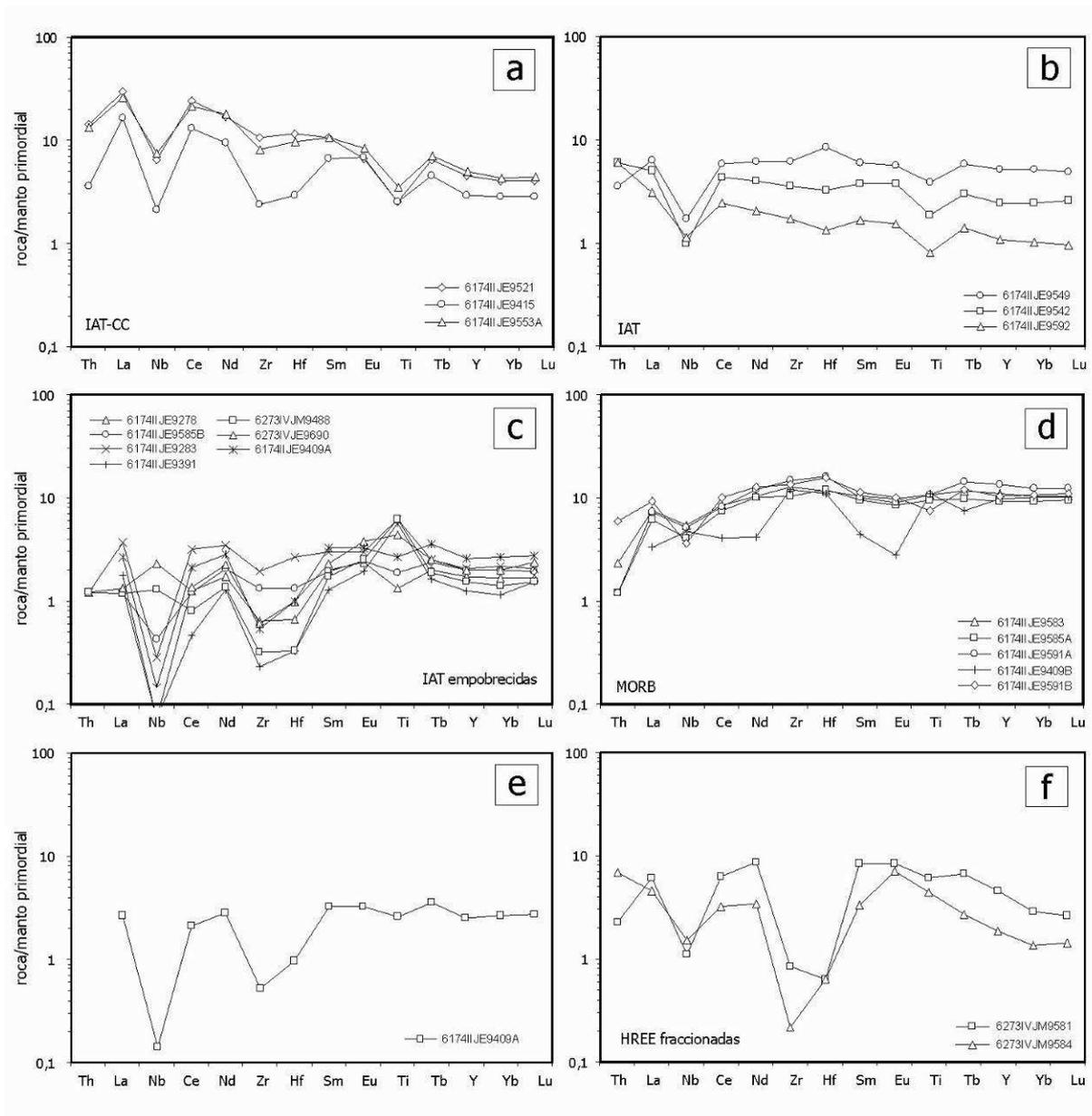


Figura 9 (a,b,c,d,e,f): Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de la Unidad de La Cuaba.

4 TECTÓNICA

4.1 MARCO GEODINÁMICO

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribe que desempeña el papel de una zona de tapón entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico Este; Placa Cocos y Placa Nazca (Figura 10:).

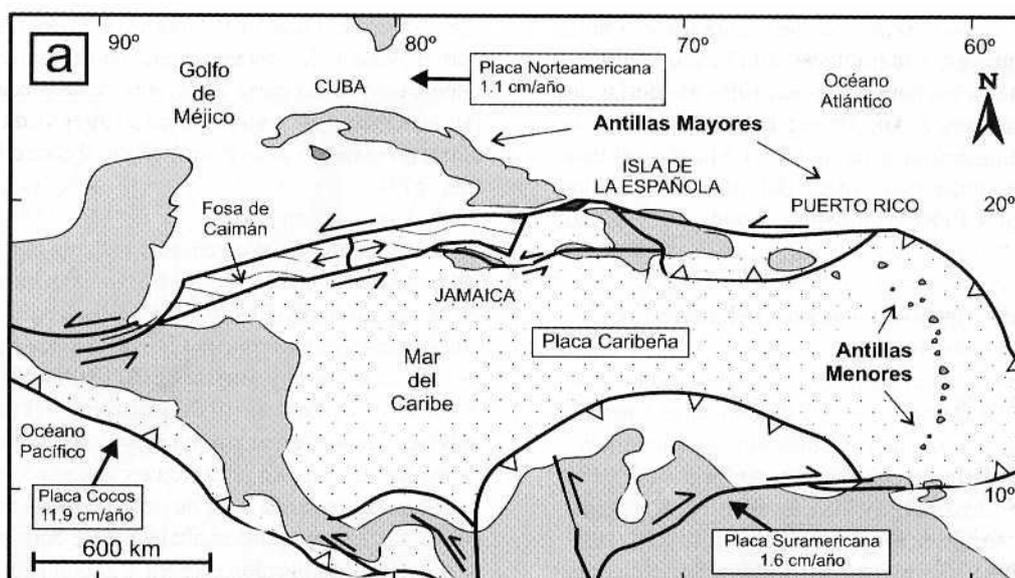


Figura 10: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).

Las Antillas Mayores: Cuba, Jamaica, La Española y Puerto Rico pertenecen a la cadena norte-caribe cuya estructuración mayor corresponde a la colisión del margen sur de la Placa de América del Norte, con el arco volcánico de la «Proto-Placa» Caribe al final del Cretácico (Figura 11 y Figura 12).

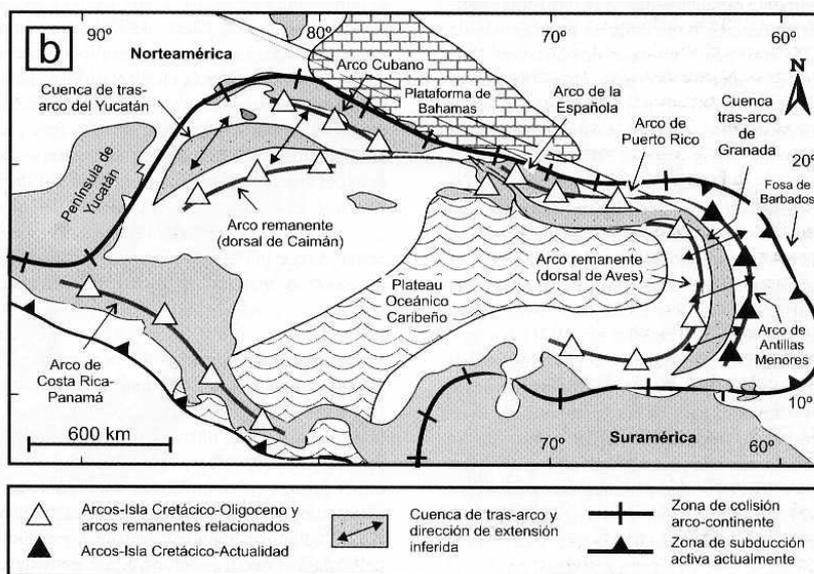


Figura 11: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-ista circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).

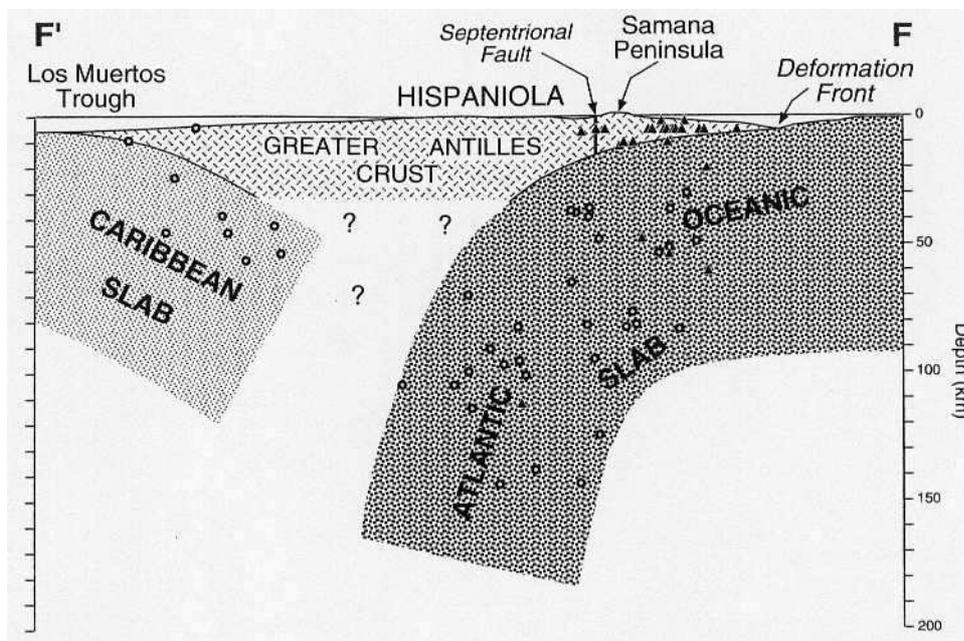


Figura 12: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).

En su configuración actual (Figura 13), las Antillas Mayores están cortadas en tiras, separadas las unas de las otras por fallas de desgarre sinestro con dirección general E-O. Estas estructuras se insertan en un sistema de fallas transformantes complejas, el sistema Polochic/Caimán, activo desde el Terciario y cuya evolución, hasta los tiempos actuales, arrastra una estructuración nueva de la cadena.

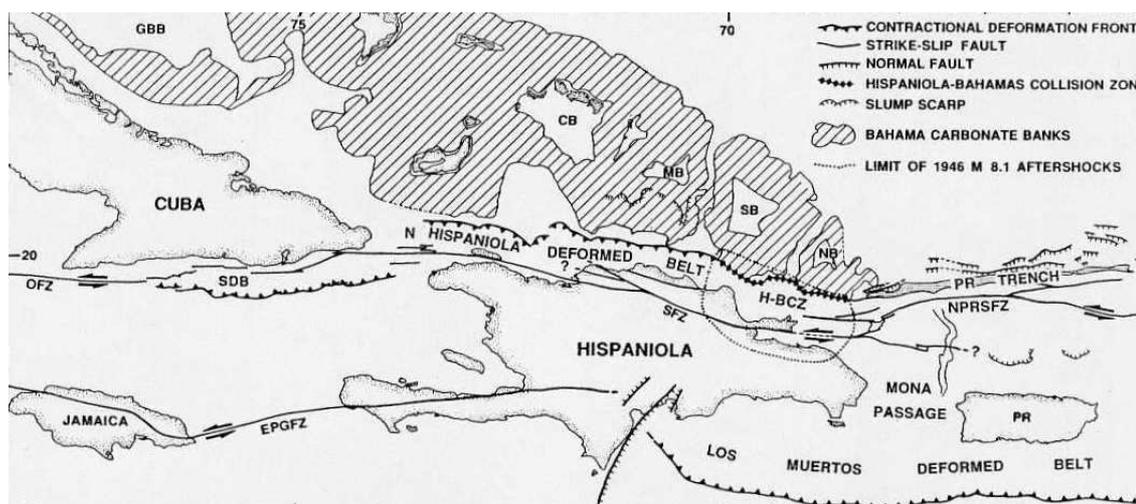


Figura 13: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caimán (Dolan J.F. et al, 1998).

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño, la cual se inició por lo menos en el Eoceno y continúa en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991; Draper et al., 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática del arco isla y registran la colisión oblicua arco-continente en el norte, así como la subducción activa en el margen meridional de la isla (Dolan et al., 1998; Mann, 1999). El conocimiento y la interpretación de esta evolución geodinámica se apoyan en los trabajos de una comunidad internacional de científicos. Desde hace varios años han sido objeto de numerosos artículos publicados principalmente por:

- la Sociedad Geológica de América, en "Special Paper 262" en 1991 (Mann P., Draper G. y Lewis J.F.) y de "Special Paper 326" en 1998 (Dolan J.F. y Mann P.);

- el Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” de la Universidad de Barcelona, en el volumen 37 del “Acta Geológica Hispánica” en 2002 (Pérez-Estaún A., Tavares I., García Cortés A. y Hernaiz Huerta P.P., editores);
- el Instituto Geológico y Minero de España, con el Boletín Geológico y Minero, volumen 118 de Abril-Junio 2007, número monográfico sobre la Geología de la República Dominicana (Pérez-Estaún A., Hernaiz Huerta P.P., Lopera E. y Joubert M., editores).

Las diferentes figuras que ilustran nuestro propósito provienen de algunas de estas publicaciones.

4.2 ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA SEPTENTRIONAL

La Cordillera Septentrional está formada por una cadena de montañas, alargada en sentido ESE-ONO, con una máxima elevación de 1249 m (Pico Diego de Ocampo) en su parte más o menos central. Se extiende desde las localidades de Nagua, en el sector más oriental, hasta Montecristi, en el extremo noroccidental, a lo largo de casi 200 km. El límite de la Cordillera, por el Sur es con la Cuenca del Cibao, a través de la Zona de Falla Septentrional, una zona de falla sísmicamente activa, con carácter inverso y sobre todo, lateral izquierdo, relacionado todo ello con el movimiento lateral entre las placas norteamericana y caribeña. El resultado de esta situación geodinámica es que a partir de la subducción oblicua de la plataforma carbonatada de Las Bahamas, situada en la placa norteamericana, se produce un contexto fuertemente transpresivo en toda la cadena que continúa siendo activo hasta hoy día (Rosencrantz et al., 1988; Mann et al., 1991, Grindlay et al., 1997; Dolan et al., 1998; Mann et al., 2002; Tabrez Ali et al., 2008).

El dominio geológico de la Cordillera Septentrional incluye tres conjuntos de rocas de naturaleza y origen muy diferente: 1) pequeños afloramientos de rocas volcánicas y vulcanoderivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte de la construcción del arco isla presente en la República Dominicana, 2) los complejos de rocas con metamorfismo de alta presión, rocas ultrabásicas y gneises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional formado en relación con la colisión del arco volcánico con el continente americano, y 3) las rocas cenozoicas que incluyen espesas secuencias de rocas

sedimentarias que registran la historia geológica de la República Dominicana desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días.

Dentro de la Cordillera Septentrional y en la Península de Samaná afloran los complejos de rocas de alta presión con eclogitas, esquistos azules, y mezclas ofiolíticas (Complejos de Samaná y Río San Juan). Estos complejos forman parte de la cuña acrecional formada en la zona de subducción donde la litosfera norteamericana fue subducida bajo el arco isla caribeño durante el Cretácico (Joyce, 1991; Draper and Nagle, 1991) y parte de la misma fue exhumada como resultado de la colisión arco-continente. La entrada de la parte continental de Norteamérica en la zona de subducción se evidencia por el fin del vulcanismo relacionado con la subducción al final del Cretácico. El vulcanismo continúa en áreas dispersas más adelante pero no se relaciona con la subducción.

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

La Elevación de San Francisco se interpreta como un medio pop-up positivo (o estructura en flor positiva) formado en transpresión y en relación con la Falla Septentrional. Éste es afectado por un doble sistema de fallas: fallas de desgarre con dirección paralela a la Falla Septentrional, y fallas normales de dirección NNE-SSO que cortan las estructuras y que le confieren una morfología característica en barra de pan francés.

4.3 CARÁCTERÍSTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA VILLA RIVA

La Falla Septentrional constituye la principal característica estructural y permite descomponer el territorio de la Hoja en varias unidades:

- al Norte, el dominio septentrional con rocas ígneas y metamórficas de alta presión del Complejo de Río San Juan,
- al Sur, toda la parte oriental de la Elevación de San Francisco,
- finalmente, hay que nombrar los dominios meridionales al Sur y Este de la Hoja con la profunda influencia de la tectónica activa en la evolución del cauce del río Yuna

4.3.1 La Falla Septentrional

La Falla Septentrional cruza el territorio de la Hoja de manera perfectamente rectilínea, con una dirección N100°E. Al Oeste se localizan los valles encajados adonde se canaliza el río Nagua. Este valle, profundo y estrecho, presenta ambas laderas escarpadas con 100-150 m de desnivel. A nivel de la localidad de La Peonía, el valle se ensancha hacia el Este, la Falla Septentrional está cubierta por aluviones cuaternarios. En superficie, ninguno de los elementos de la falla son observables. Por el contrario, las imágenes magnéticas obtenidas por análisis geofísico aerotransportado muestra una discontinuidad neta que indica la prolongación de la Falla Septentrional hasta, o quizás más allá, del lado Sur de la Península de Samaná.

Las condiciones y calidad de los afloramientos son limitadas, la falla es sin embargo visible en ciertos puntos del cauce del río Nagua. Es el caso de la ribera derecha, antes del arroyo Rinconazo (34JM9465). Los conglomerados de El Firme han sido transformados en una brecha milonítica a arcilla esquistosa azul oscura en la que se conservan algunos cantos fragmentados.



Foto 36: Afl. 34JM9465. Brecha milonítica a arcilla esquistosa azul oscura, en relación con una falla satélite de la Falla Septentrional.

4.3.2 El bloque Norte, el substrato ígneo y metamórfico

El substrato de la Loma Guaconejo está compuesto por un complejo ígneo y metamórfico orientado aproximadamente N-S a NO-SE e inclinado entre 45-55° hacia el O-SO. Estas unidades comprenden a muro rocas ultrabásicas serpentinizadas, seguidas por gabros bandeados que evolucionan progresivamente a techo a anfibolitas con granate (metagabros o anfibolitas de La Cuaba). El significado y organización de este conjunto aún no ha sido bien definido y requiere de estudios futuros más detallados. Una de las mayores limitaciones son los deficientes accesos a numerosos sectores de la Loma Guaconejo. En ciertos aspectos, este conjunto es similar a un complejo ofiolítico ascendido mediante una sutura de la corteza, pero los pocos argumentos objetivos no permiten apoyar esta afirmación. No ha sido observado ningún contacto anormal que permita explicar el solapamiento de las facies metamórficas con granates sobre los gabros bandeados. La deformación es progresiva durante varios centenares de metros y la roca presenta un gradiente de deformación que se

incrementa hacia techo de la serie: a muro se observa una laminación que se asemeja a granoclasificación de los gabros bandeados, se pasa a una foliación marcada por minerales sin-cinemáticos y por clastos deformados en las anfibolitas superiores.

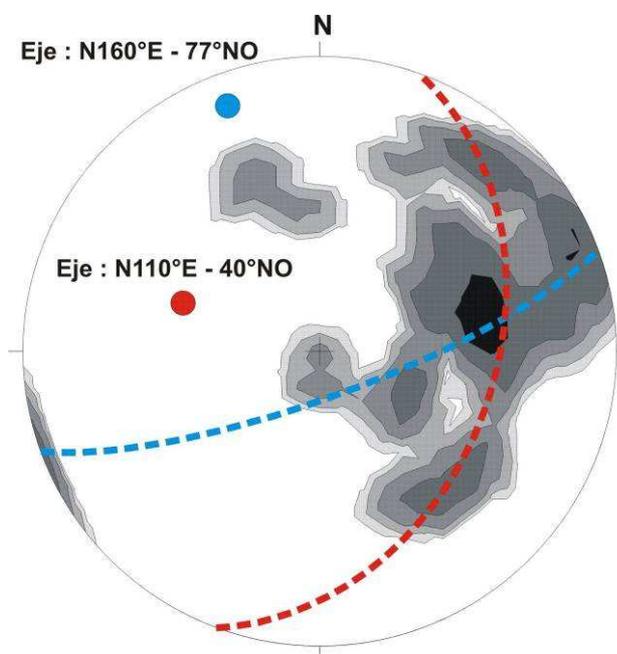


Figura 14: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de bandeo y foliación (color gris) medidos en las rocas ígneas y metamórficas de la Loma Guaconejo (38 medidas).

El bloque de la Loma Guaconejo está limitado por fallas: al Sur, por la Falla Septentrional y toda una rosa de fallas paralelas y satélites; hacia el SE, por la falla de Nagua de dirección NE-SO. Hacia el NE, están cubiertos en discordancia por los conglomerados miocenos de La Piragua. Estos subyacen bajo un conjunto de margas arenosas con lentejones conglomeráticos del Mioceno superior-Plioceno. Estos últimos se orientan NO-SE con un buzamiento de 30-40° hacia el NE; y están recubiertos discordantemente por una capa subhorizontal de calizas arrecifales del Plioceno Superior. El bloque está subdividido en partes por fallas de salto en dirección subperpendiculares NO-SE y NE-SO.

4.3.3 La Elevación de San Francisco

Toda la zona SO de la Hoja, al Sur de la Falla Septentrional, se corresponde con una zona de relieves escarpados que afectan a los sedimentos terciarios del margen septentrional de la Cuenca de Cibao. Esta cima, cuyo eje principal es paralelo a la Falla Septentrional, se

corresponde con una estructura anticlinal o estructura en flor tectónica, destacando por el efecto del desgarre y fallas satélites. El eje principal es generalmente paralelo a la línea de cresta topográfica, y está marcado por la superficie de afloramiento de las turbiditas arenoso-pelíticas de la Fm La Toca. El flanco Norte presenta complejos pliegues a veces difíciles de trazar al no existir buenos niveles guía en los conglomerados de El Firme. El flanco Sur es mucho más recto, casi vertical incluso invertido. Numerosas fallas longitudinales, paralelas a la Falla Septentrional, han sido reactivadas como fallas inversas. Éstas delimitan la continuidad de las unidades arcillosas (Arroyón-Los Cafés) y margas calcáreas (Cuesta Blanca) las cuales están fuertemente deformadas por pliegues desde métricos a hectométricos. Una incipiente esquistosidad es localmente perceptible en las micritas de Cuesta Blanca. En la vertiente septentrional, más allá de la falla longitudinal que pone en contacto las Calizas de Cuesta Blanca y las turbiditas limoso-argilíticas de la Fm Castillo, la deformación sigue siendo perceptible varios centenares de metros. El plegamiento desaparece rápidamente y la base de la Fm Castillo no presenta más que un ligero buzamiento hacia el Sur que posteriormente se horizontalizo. Finalmente son recubiertos por la cobertera cuaternaria de la Cuenca del Cibao.

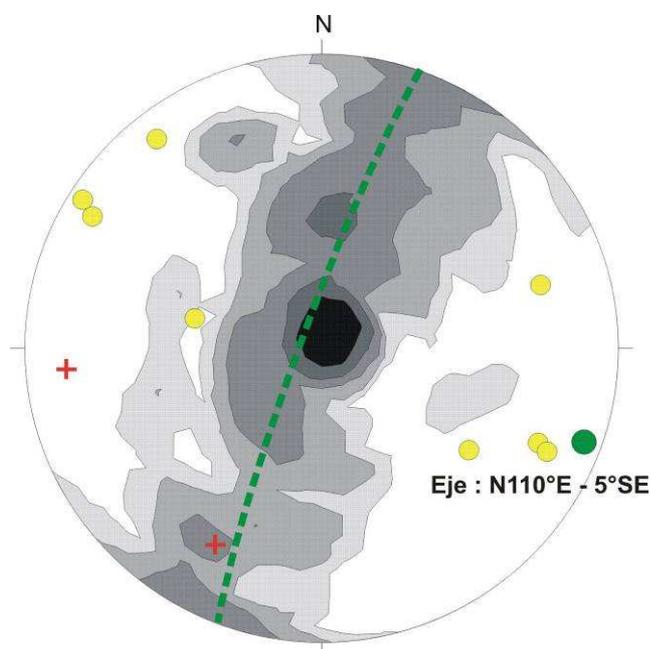


Figura 15: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de estratificación (color gris), de los ejes de micropliegues (amarillo) y de esquistosidad (cruces rojas) medidos en la Elevación de San Francisco de la Hoja Villa Riva (279 medidas de estratificación, 2 medidas de esquistosidad et 8 ejes de micropliegues).

El análisis estereográfico muestra que el eje medio de los pliegues es N110°E, con una ligera inmersión 5° SE. En detalle, la inmersión suele variar ligeramente según la posición. El eje de la estructura de San Francisco está curvada, y buza hacia el E-SE en la zona oriental, y O-NO en la parte occidental.

Por otro lado, la Elevación de San Francisco está truncada por una red de fallas normales NE-SO que elevan la parte NO respecto la SE. Estas fallas rectilíneas generan profundas incisiones en la topografía y son relativamente recientes, y desplazan los ejes de los pliegues y de las fallas longitudinales del flanco Sur de la estructura. Por el contrario, parecen completamente inactivas y parecen interrumpirse en la traza de la Falla Septentrional.



Foto 37: Afl. JM9035. Pliegue en cofre en las alternancias de margas y micritas blancas de Cuesta Blanca.



Foto 38: Afl. 34JM9258. Pliegues-falla tipo chevron en las arcillas limosas de Arroyón.



Foto 39: Afl. 34JM445. Pliegue cilíndrico en las turbiditas arenoso-pelíticas de la Fm La Toca.

Los cortes geológicos incluidos (Figura 16) y la lectura de la disposición de las estructuras en mapa, muestran como el conjunto de la Elevación de San Francisco representa una estructura en flor positiva. Estructura de tipo antiformal cortada por fallas inversas que tienden a converger en profundidad. Las fallas inversas suelen tener una fuerte componente de desgarre. Para ayudar a la formación de esta estructura transpresiva se forman fallas oblicuas a la charnela de los pliegues que acomodan las deformación con desplazamiento lateral.

4.3.4 Cuenca del Cibao y Boca de Nagua

La parte Sur de la zona oriental de la Hoja está recubierta de aluviones depositados por los ríos Yuna, Nagua y sus afluentes. En el capítulo relativo a la descripción de los terrenos, ya ha sido mencionada la evolución del cauce del río Yuna, que por medio de numerosos meandros a lo largo de su historia han fosilizado su curso. En primer lugar aproximadamente N-S con desembocadura directa al Océano Atlántico en Pozo de Bojolo, cerca de Matancita; el curso del río cambia posteriormente hacia el NE y se corresponde con el trazado denominado como Caño Gran Estero. Finalmente ha desviado su cauce hacia el Este para verter sus aguas en la Bahía de Samaná. Esta evolución sugiere la posibilidad de un basculamiento general de la Cuenca del Cibao hacia el Sur, sin duda favorecido por el hundimiento a lo largo de la Falla Meridional de la Bahía de Samaná.

Los argumentos en cuanto a tectónica activa en relación con la Falla Septentrional son bastante pobres. El hecho de que las arcillas rojas (unidad 18, arcillas de Río Boba) no aparezcan al Sur de la falla podría ser una prueba, sólo hipotética, de la actividad de la Falla durante el depósito de esta unidad durante el Holoceno. Otro argumento a favor de los movimientos tectónicos recientes es la presencia de niveles de turba muy inclinados en los aluviones del río Helechal (párrafo 2.8.10). Los buzamientos del orden de 50° no se explican si no es por bruscos movimientos de bloques en la proximidad de una falla. Finalmente, la presencia de niveles clásticos en los limos arcillosos del Valle del Yuna, cerca de Arenoso, serían la consecuencia de seísmos “históricos” de magnitud 7 a 8 (escala Richter), en relación con la tectónica activa. Las dataciones de Carbono 14 permiten estimar un máximo de actividad sísmica en un periodo de 1200 ±300 años (Tuttle M.P. *et al*, 2003).

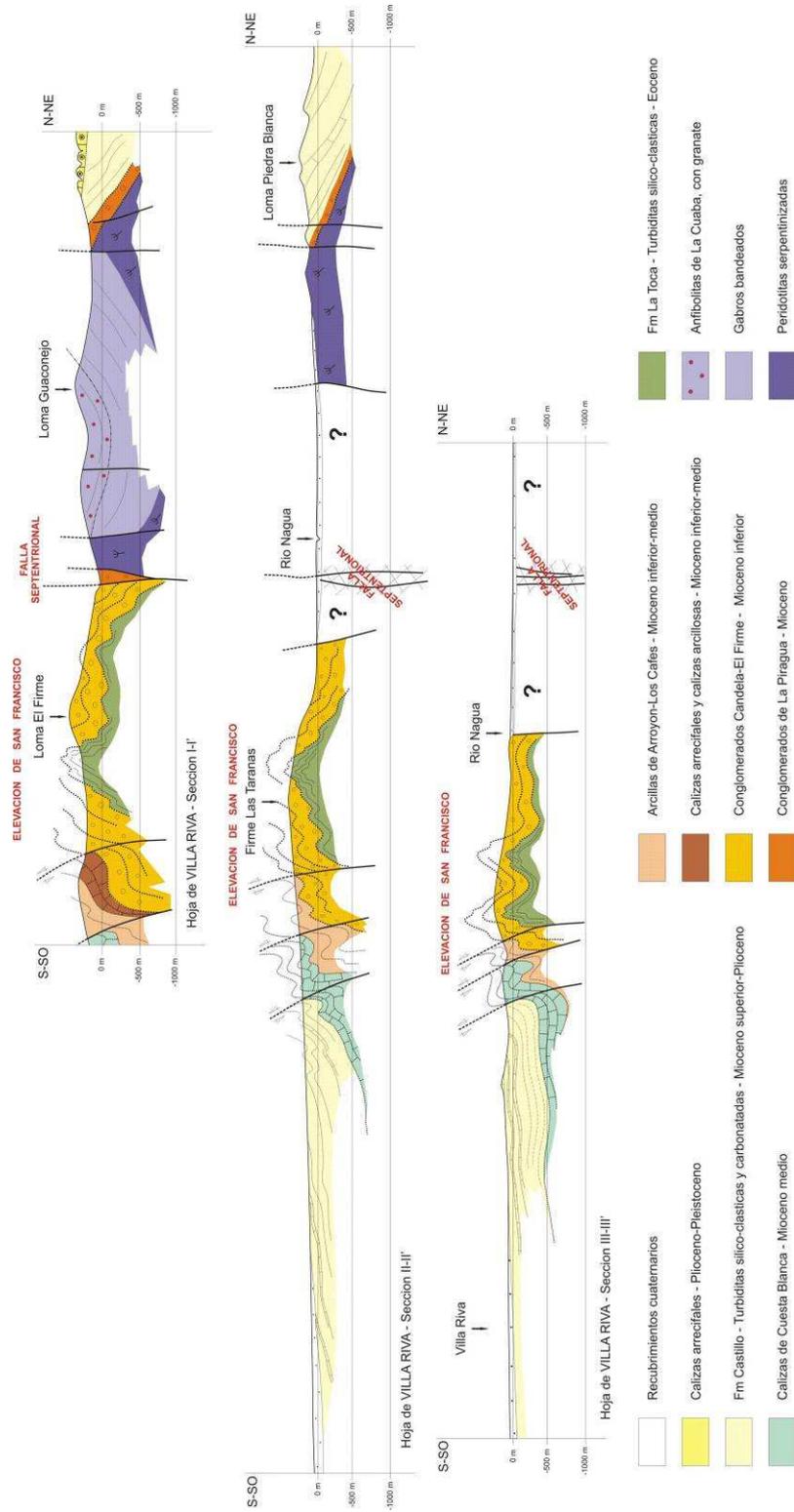


Figura 16: Secciones de la Hoja Villa Riva.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 DESCRIPCIÓN GENERAL

En la Hoja de Villa Riva se localizan dos unidades muy bien diferenciadas de la República Dominicana, en el O se hallan las últimas estribaciones de la Cordillera Septentrional, donde ésta empieza a desaparecer en forma de colinas bajas, los bajos desniveles de las planicies de la cuenca del Valle Oriental del Cibao, que se encuentran bañadas por las aguas del río Yuna y del Atlántico y los terrenos llanos pantanosos de El Gran Estero, con materiales depositados por el Yuna que, debido a un cambio en el nivel de base, ha formado una primera llanura de inundación, que posteriormente ha abandonado temporalmente y ocupa gran parte de la Hoja, y una llanura de inundación actual, que asoma en el Sur.

De esta manera, los niveles topográficos de la Hoja vienen condicionados por estas zonas estructurales principales, pero no alcanzan valores importantes. Varían desde los 0 msnm en la línea de costa, hasta los 606 msnm en la Loma Guaconejo, en el extremo NO, perteneciente a las estribaciones más orientales de la zona montañosa de la Cordillera Septentrional. Le siguen otras elevaciones menos importantes como la Loma El Firme con algo más de 500 msnm, también en la Cordillera Septentrional.

En el centro y el SE de la Hoja se extiende el valle del Yuna, donde el río Yuna cruza de O a E describiendo meandros bien diferenciados debido al bajo desnivel. A lo largo de la parte oriental de la Hoja se observan cinturones de meandros abandonados en la llanura de inundación antigua del Yuna.

En el SO, sobretodo, aparece una orla de glaciares que descienden desde la Cordillera Septentrional hasta la llanura del Yuna, suavizando el relieve y por los que discurren varios arroyos que a su paso han depositado formaciones de materiales típicos de fondo de valle.

La red de drenaje de la hoja pertenece a la vertiente norte (o del Atlántico), siendo el Yuna el más importante y el de mayor cuenca hidrográfica, que en el ámbito de la Hoja, recibe aportes desde la Cordillera Septentrional. En la Cordillera Septentrional también aparecen el río Nagua y sus afluentes principales, Helechal, Riote y El Factor.

5.2 FORMAS GEOMORFOLOGICAS

5.2.1 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 Villa Riva. Diversas fallas con expresión morfológica clara aparecen en las formaciones estructurales montañosas, que toman direcciones NO-SE, paralelas a la Falla Septentrional. En ocasiones, la presencia de rasgos morfológicos parece estar condicionada por una falla, sin que se tenga la total certeza de su existencia; en otras, las fallas parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos, habiéndose representado en ambos casos como fallas supuestas.

Aparecen superficies estructurales que se encuentran con un alto nivel de degradación, bien por la incisión de la red fluvial, bien por la disolución química de carbonatos, que da lugar a una intensa karstificación. Las encontramos en el N de la Hoja, donde se sitúa la Loma El Alto del Rancho y en el centro.

Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos, mostrando escarpes estructurales más o menos importantes. Estos 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 la cartografía se han diferenciado atendiendo a su tamaño.

Otras formas estructurales cartografiadas son las crestas y los cerros cónicos, producto del contraste litológico y la diferente resistencia a la erosión de los materiales.

5.2.2 Fluviales y de escorrentía superficial

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 de la llanura aluvial del río Yuna, donde destaca su extensa llanura de inundación, separada en antigua y actual, canal principal, la extensión de los cinturones de meandros, sin olvidar la orla de glaciares, abanicos y conos de deyección que se disponen al pie de los relieves.

Los fondos de valle aparecen bien representados en la Cordillera Septentrional y en el enlace de ésta con la Llanura del río Yuna. 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.

Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal, ampliamente representadas en la Cordillera Septentrional y aristas de interfluvio.

También tienen representación conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de las vertientes 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 pueden ser importantes.

5.2.3 Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Septentrional, no se trata de formas de dimensiones suficientes para su cartografía, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución.

5.2.4 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.

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, este es el caso de los piedemontes situados bordeando las vertientes de la Cordillera Septentrional. Por tanto, las morfologías que se generan en los pedimentos pueden ser de carácter erosivo o mixto como los glacis o claramente deposicional como los abanicos aluviales. Los glacis 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 glacis 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 glacis por diversas razones: en primer lugar para remarcar su origen poligénico; asimismo se ha tenido en cuenta que los glacis son propios de áreas con relieve poco contrastado, como es el caso, a diferencia de los abanicos, que son más abundantes en relieves enérgicos; 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 glacis; por último el considerar la peculiaridad climática de esta zona semiárida y seca, entorno más típico de los glacis 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 la hoja, se encuentran en la vertiente sur de la Cordillera Septentrional.

5.2.5 Formas litorales

Se concentran en la orla litoral desde la Bahía Escocesa, donde el río Yuna presenta una gran llanura aluvial y deltaica conocida, como Gran Estero, que se extiende desde Caño Estero Hondo, hacia el E. En el delta predominan los terrenos pantanosos, como las ciénagas y las zonas endorreicas.

Los materiales aportados por el Yuna a través del Caño Estero, y el arroyo Caño Colorado hacia la Bahía Escocesa son redistribuidos por las corrientes marinas a lo largo de la costa. Como prueba de ello, un cordón litoral se extiende a lo largo de unos 15 km a lo largo de la costa, comenzando en el NO, en la Hoja anterior. La morfología del mismo está definida por el desarrollo longitudinal de dunas, que alcanzan alturas métricas, a cuya espalda se reconocen los surcos de crecimiento.

La influencia de las mareas ha permitido el desarrollo de una marisma baja, localizada bajo la influencia de las mareas diarias y colonizada por un manglar, debido a la baja pendiente del terreno, se extiende varios kilómetros hacia el interior. El detalle geomorfológico de la zona incluye canales, brazos fluviales abandonados y lagunas mareales.

5.2.6 Formas lacustres

Ocupan gran extensión de la zona central y NE de la Hoja. Se hallan representadas por las áreas pantanosas que bordean la llanura de inundación abandonada del Yuna e incluso dentro de la misma.

5.2.7 Formas y elementos de meteorización química

Se encuentran relacionadas principalmente la plataforma estructural del Norte de la Hoja, donde se ha formado un campo de lapiares, debido a la karstificación de los materiales calcáreos que las forman.

6 HISTORIA GEOLÓGICA

En la Hoja de Villa Riva se pueden distinguir tres conjuntos litológicos: (1) un complejo de basamento plutono-metamórfico; (2) las unidades siliciclásticas Eoceno Medio a Mioceno Medio constituidas por las Formaciones La Toca, Piragua, El Firme; y (3) las unidades carbonatadas y siliciclásticas del Mioceno Superior-Plioceno y Cuaternario de las Formaciones Villa Trina, Castillo y Haitises. La historia geológica simplificada que registran estos tres conjuntos litológicos puede sintetizarse en los siguientes eventos:

Cretácico Inferior. Inicio subducción con polaridad hacia el Sur del océano proto-caribeño bajo el arco isla Caribeño. Magmatismo de arco boninítico y toleítico representado por los protolitos de la Unidad de La Cuaba. Las peridotitas serpentizadas formarían parte de la cuña de manto supra-subducción. Formación del canal de subducción e inicio metamorfismo progrado de alta-P.

Cretácico Superior. Subducción y acreción unidades e inicio metamorfismo progrado. Condiciones del pico bórico del metamorfismo de media/alta-P en las rocas de la Unidad de La Cuaba. Metamorfismo retrogrado asociado con la exhumación. Colisión inicial del arco isla Caribeño con el margen continental de Norte América y cese de la actividad mágmatica relacionada con la subducción.

Paleoceno-Eoceno Medio-Superior. Exhumación submarina del complejo de subducción/acreción que constituye el complejo de Río san Juan, el cual es el área fuente de las unidades siliciclásticas. Subducción y colisión oblicua de la plataforma de las Bahamas bajo el arco isla Caribeño, y exhumación de las rocas de alta P en el Complejo de Samaná.

Mioceno Inferior. Sedimentación de carácter sin-orogénico de los conglomerados de la Piragua, El Firme. Formación de la Zona de Falla Septentrional e inicio de los desplazamientos laterales entre partes del arco isla Caribeño y sus cuencas de antearco, respecto a su parte frontal del prisma de acreción.

Mioceno Medio-Superior. Formación de sistema de pliegues y cabalgamientos de medio-alto ángulo que deforma a las formaciones La Toca, El Firme y Piragua, en relación a un régimen transpresivo.

Mioceno Superior-Plioceno-Actualidad. Sedimentación de las Formaciones Villa Trina, Castillo, Haitises. Generalización de la tectónica de desgarres sinistros y movimientos a lo largo de la Zona de Falla Septentrional. Encajamiento y erosión remontante de la red fluvial.

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 HIDROGEOLOGÍA

7.1.1 Datos climáticos

No se dispone de datos climáticos específicos en la zona de Villa Riva. Sin embargo, las condiciones climáticas son comparables a las registradas en Sánchez (Figura 17). La pluviometría media anual sería de 2000 mm/año, con los meses de Mayo y Noviembre particularmente lluviosos. La temperatura media es de 30°C de día, y los 20°C por la noche, con variaciones medias mensuales comprendidas entre 24°C y 28°C. La región se beneficia de un clima tropical templado por los alisios, con una pluviometría superior a la media nacional, por la proximidad del mar y de relieves con tendencia a atraer y retener las nubes. Recientemente se ha instalado una estación meteorológica al IDIAF de El Pozo.

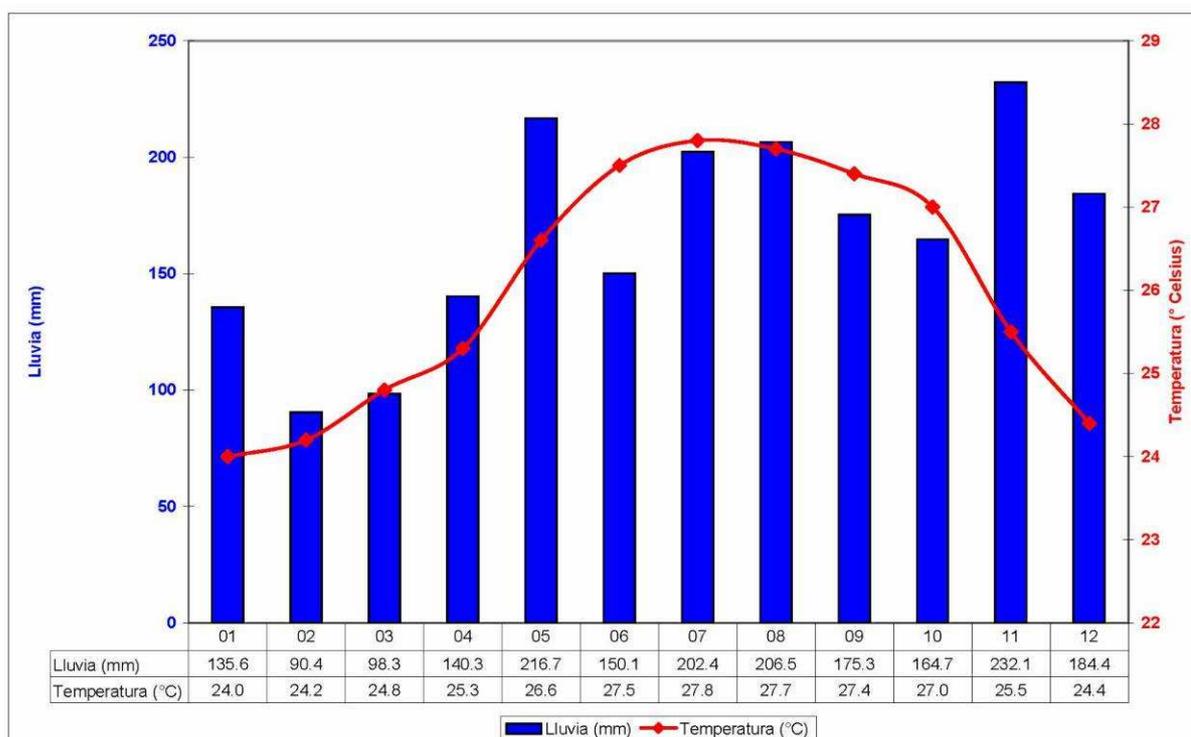


Figura 17: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Sánchez. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1921 y 1980. (de <http://www.theweathernetwork.com>).

7.1.2 Red hidrográfica

La densidad de ríos y arroyos es particularmente alta en el territorio que comprende la Hoja de Villa Riva. El río Yuna, y sus numerosos afluentes (ríos Yaiba, Yanabo, Bagueate y Azucey) que nacen en la Elevación de San Francisco, drenan al Sur y Este de la Hoja. El río Yuna es el segundo río más importante de la República Dominicana, con un recorrido total de 210 km desde su lugar de origen en las montañas de la Cordillera Central hasta su desembocadura en la Bahía de Samaná. Es también el segundo más caudaloso, su cuenca hidrográfica se extiende por la zona oriental del Valle del Cibao ocupando una superficie de 5500 km². Los ríos Nagua y Helechal irrigan toda la mitad NO de la Hoja, y sus respectivos cursos han sido profundamente modificados para alimentar los arrozales que constituyen la principal fuente de riqueza de la región.

En el territorio de la Hoja de Villa Riva, el caudal de agua que lleva el río Yuna es muy importante. En la estación de aforo de Villa Riva se ha registrado el caudal en el periodo 1955-1992, el caudal medio es de 89,4 m³/s con un máximo histórico de 417,1 m³/s y un mínimo histórico de 6,1 m³/s. En la estación de El Limón, durante el periodo 1968-2002, el caudal medio mensual es de 101,35 m³/s, con un máximo y mínimo histórico de 374,7 y 7,2 m³/s respectivamente.

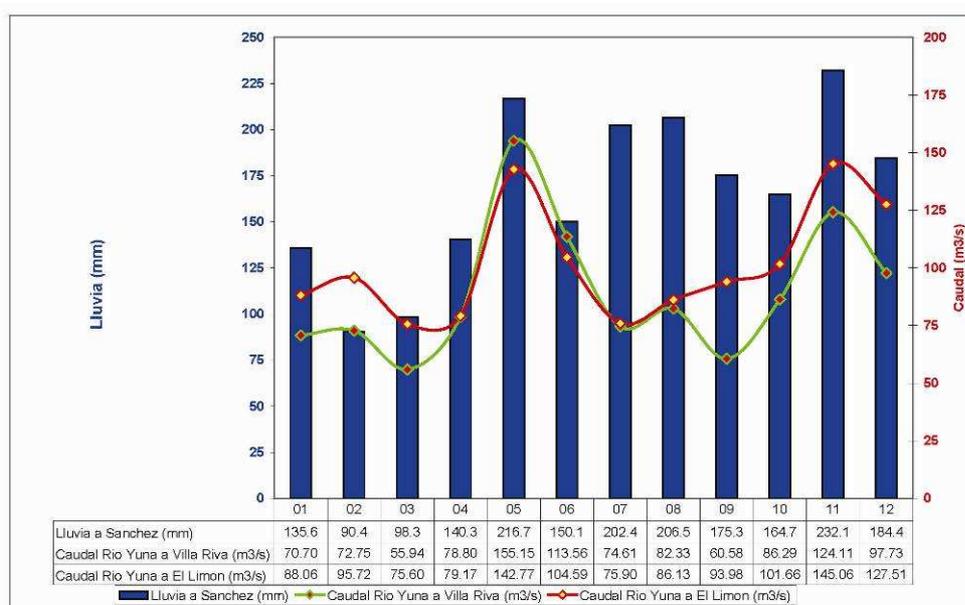


Figura 18: Oscilaciones anuales del caudal del río Yuna en la estación de aforo de Villa Riva (1955-1992) y de la estación de El Limon (1968-2002). Comparación con la pluviometría registrada en Sánchez (mod. de Eptisa, 2004).

Las oscilaciones en los caudales medidos coinciden plenamente con las variaciones existentes en el registro de precipitaciones. Se observa la existencia de dos periodos de aguas más altas, el primero de ellos en los meses de mayo y junio, y el segundo desde septiembre-octubre a diciembre. En los primeros meses del año (entre enero y abril) y en el mes de julio, se localizan los volúmenes de caudal más bajos, que por lo general suelen ser del orden del 20 a un 50% menores que los volúmenes medios anuales.

7.1.3 Principales puntos de abastecimiento

Durante la cartografía geológica, se llevó a cabo un inventario de los principales puntos de abastecimiento encontrados en el territorio de la Hoja Villa Riva. Las características principales de estos puntos de agua se reseñan en la Tabla 2. Su localización se precisa en la Figura 19.

Para cada punto se menciona:

- su denominación más corriente;
- sus coordenadas, en latitud y longitud, también en UTM, siguiendo el sistema de la Hoja topográfica regular escala 1/50 000;
- su tipo, haciendo distinción de si se trata de una estación de bombeo, de sondeo, de una bomba manual, de un pozo o de un medio natural;
- su profundidad cuando se trata de un sondeo, de una bomba manual o de un pozo.

La información concerniente a este último punto fue obtenida de la población local, que muy frecuentemente, tiene en memoria las características de los puntos de abastecimiento que tiene la costumbre de utilizar cotidianamente.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Tipo	Profundidad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		
El Pozo - Los Limones	1	19.28404	-69.92618	402 635	2 132 321	Estacion de bombeo	
Las Taranas	2	19.21087	-69.98074	396 857	2 124 256	Estacion de bombeo	100
Arroyo Treba Bonita - El Papayo	3	19.29451	-69.95717	399 385	2 133 498	Estacion de bombeo	
El Pozo - Los Limones	4	19.25460	-69.91583	403 706	2 129 058	Estacion de tratamiento	
El Factor	5	19.32450	-69.89313	406 131	2 136 781	Estacion de tratamiento	
Loma El Firme	6	19.22684	-69.86506	409 026	2 125 958	Bomba de agua manual	
Los Altiles	7	19.22327	-69.82269	413 478	2 125 542	Sondeo	77
Higuero	8	19.19678	-69.89427	405 939	2 122 647	Sondeo	30
El Manguito	9	19.18940	-69.91930	403 303	2 121 845	Sondeo	60
Loma Arriba	10	19.21568	-69.90468	404 855	2 124 745	Sondeo	95
Los Limones	11	19.27590	-69.88992	406 441	2 131 401	Sondeo	30
La Lometica	12	19.25260	-69.78272	417 694	2 128 768	Sondeo	15
El Jobito	13	19.29291	-69.92866	402 380	2 133 304	Sondeo	12
Arenoso	14	19.19330	-69.86439	409 078	2 122 247	Sondeo	
El Indio	15	19.20959	-69.93135	402 048	2 124 086	Pozo	36
El Indio	16	19.21612	-69.93206	401 977	2 124 808	Pozo	15

Tabla 2: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Figura 19.

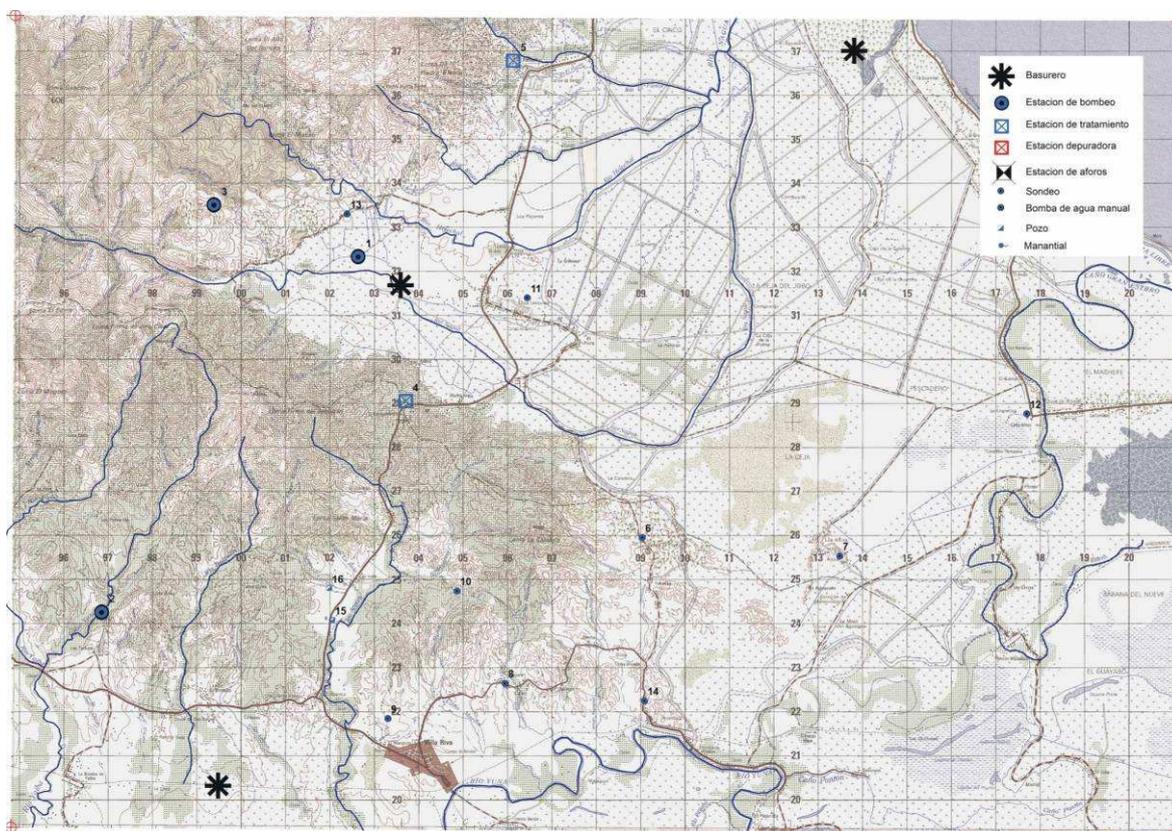


Figura 19: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Tabla 2.

El suministro de agua potable de Villa Riva está garantizado por el agua que proviene de Los Haitises. La estación está situada cerca de Guaraguo, en la Hoja de Cevicos.

La mayoría de las localidades de la región están alimentadas por aguas superficiales. Una toma directa sobre el río Nagua alimenta El Pozo, Los Limones, etc; la planta de almacenamiento y purificación está localizada en Madre Vieja. La localidad de El Factor está alimentada por una toma de agua en la parte alta del río El Factor, en la Hoja de Nagua.

7.1.4 Naturaleza e interés de los principales acuíferos

El siguiente texto viene como complemento del esquema hidrogeológico a escala de 1/200 000, presentado sobre la Hoja geológica de Villa Riva.

Las rocas ígneas y metamórficas del Complejo de Río San Juan tienen un interés como acuífero sólo cuando están lo bastante fracturadas como para constituir un acuífero discontinuo de tipo medio fisural. Debe considerarse también las posibilidades que representan las arenas provenientes de la alteración meteórica de las rocas ígneas, y que localmente constituyen un acuífero de alta permeabilidad muy poroso.

Las turbiditas pelítico-arenosas de la Fm La Toca (Eoceno) no son permeables. Tienen interés sólo cuando la fracturación es bastante importante para conferir a la roca cierta porosidad. En estas condiciones, y tan sólo localmente, la Fm La Toca puede ser un acuífero discontinuo de tipo medio fisural.

Los conglomerados neógenos de El Firme y de la Piragua constituyen un importante acuífero debido a la gran porosidad y a la importante superficie expuesta, que permite una abundante alimentación por las aguas de lluvia y escorrentía. Además, las zonas de afloramiento son lejanas y de difícil acceso, lo que evita que estos se contaminen eventualmente.

Las otras formaciones y unidades neógenas, predominantemente arcillosas (Fm Arroyón-Los Cafés, Fm Castillo, Macorís, Villa Trina), son impermeables; con la excepción de Cuesta Blanca que podría ser productivo debido a su naturaleza calcárea.

Las calizas de Plioceno-Pleistoceno forman un acuífero kárstico colgado, limitado a muro por las margas del Mioceno. Este es el caso del Norte de la Hoja, en la Loma El Alto del Rancho y Loma de Piedra Blanca. La superficie de afloramiento es sin embargo limitada, lo que limita mucho la capacidad de este reservorio.

Las diferentes facies cuaternarias de relleno de Boca del Yuna podrían constituir un conjunto de acuíferos en varias capas, inducido por la alternancia de niveles arenosos y arcillosos. Las formaciones superficiales, esencialmente arcillosas, no ofrecen grandes posibilidades como acuífero. Sin embargo es interesante el estudio de aluviones acumulados en los antiguos meandros del Yuna, así que la actual zona de inundación del Yuna que constituye un acuífero subordinado al río. Estos acuíferos son muy vulnerables a la contaminación, en especial debido a los pesticidas utilizados en el cultivo del arroz. Las arenas dunares del cordón litoral contienen una capa de agua salobre que no es aprovechable para el consumo humano.

7.2 RIESGOS NATURALES

7.2.1 Terremotos y tsunamis

La existencia de la Falla Septentrional y de numerosas fallas asociadas inducidas o no por la principal, convierten a la región de Villa Riva y Nagua en una zona de actividad sísmica elevada. La Tabla 3 representa las características principales de los terremotos tomados de las bases de datos del USGS y el Puerto Rico Seismic Network (PRSN) y localizados en el territorio de la Hoja. La localización de los seísmos se indica en la Figura 20. Se ha constatado que la mayoría de los terremotos son de magnitud igual o superior a 4 (según la escala Richter), éstos se localizan en una banda de unos 8 km de largo orientada según la dirección de la Falla Septentrional.

Magnitud	Fecha	Epicentro (km)	Latitud	Longitud
5.3	06/05/1967	23.0	19.258	-69.963
5.2	16/10/1968	36.0	19.152	-69.838
4.8	18/03/1975	39.0	19.207	-69.854
4.3	04/10/1967	19.0	19.300	-69.999
4.2	11/05/1967	33.0	19.314	-69.746
4.0	02/07/2005	21.1	19.328	-69.933
4.0	22/04/1994	22.7	19.300	-69.990
4.0	17/08/2007	25.0	19.259	-69.936
3.8	05/11/1998	74.5	19.200	-69.950
3.5	19/04/1987	79.8	19.180	-69.860
3.4	22/12/1997	35.0	19.270	-69.890

Tabla 3: Características de los terremotos registrados por el USGS en la zona de la Hoja de Villa Riva.

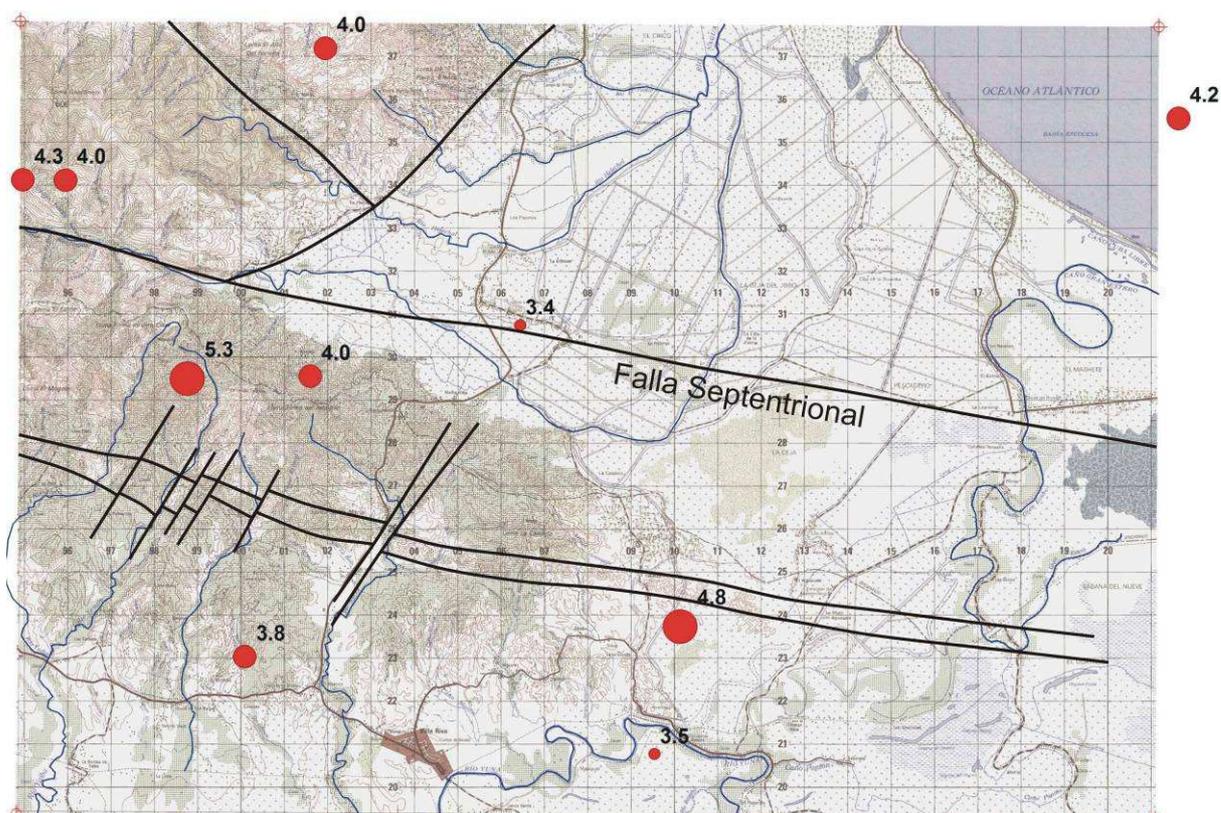


Figura 20: Localización de los principales terremotos en la Hoja de Villa Riva (de USGS).

El terremoto más importante fue registrado el 4 de agosto de 1946, de una magnitud 8.1, con epicentro a 50 km al NE de la Bahía Escocesa. El tsunami generado destruyó la villa de Matancita (Julia Molina), justo al Norte de la Hoja, cerca de Nagua. Produjo la muerte de centenares de personas, algunas fuentes indican que desaparecieron alrededor de 1800 personas. La ola del tsunami alcanzó los 2,5 m de altura, alcanzando numerosos territorios del interior debido a la escasa altitud de las zonas y fue el responsable esencial de la destrucción producida.

7.2.2 Inundación

El cauce del río Yuna evoluciona al ritmo de las crecidas asociadas a los huracanes, tormentas e intensas lluvias tropicales. Las inundaciones son frecuentes y a menudo catastróficas, provocando la destrucción de carreteras, puentes, casas e implican comúnmente la desaparición de personas. Un estudio reciente (Yunarisk, 2008) ha elaborado el inventario de las inundaciones en la cuenca del río Yuna de 1977 a 2007 e indica los territorios con mayor peligrosidad en la forma de documentos para Sistemas de Información Geográfica SIG. Durante estos periodos, el caudal de los ríos pasa en pocas horas a 300-400 m³/s, con picos de caudal superiores a 800 m³/s. Ese fue el caso de las tormentas tropicales Noel y Olga a finales de 2007, además de numerosos casos anteriores (huracán Jeanne en 2004, inundaciones de 2001-2002, huracán Georges en 1998, etc).

El mapa de la Figura 21 indica las zonas de riesgo elevado de inundación en el territorio de la Hoja Villa Riva. Lógicamente la zona de riesgo comprende el valle aluvial del río, el cual ha evolucionado mucho durante el cuaternario. Hay que destacar que las principales localidades están fuera de esa zona, con la excepción de ciertos barrios de Villa Riva y Arenoso. Sin embargo, no se descarta que las crecidas afecten, de manera puntual, a las ciudades situadas en el borde de los cauces debido a aguas torrenciales provenientes de la Cordillera Septentrional, como El Papayo y la Peonía directamente situados en la salida los ríos Nagua y Helechal.

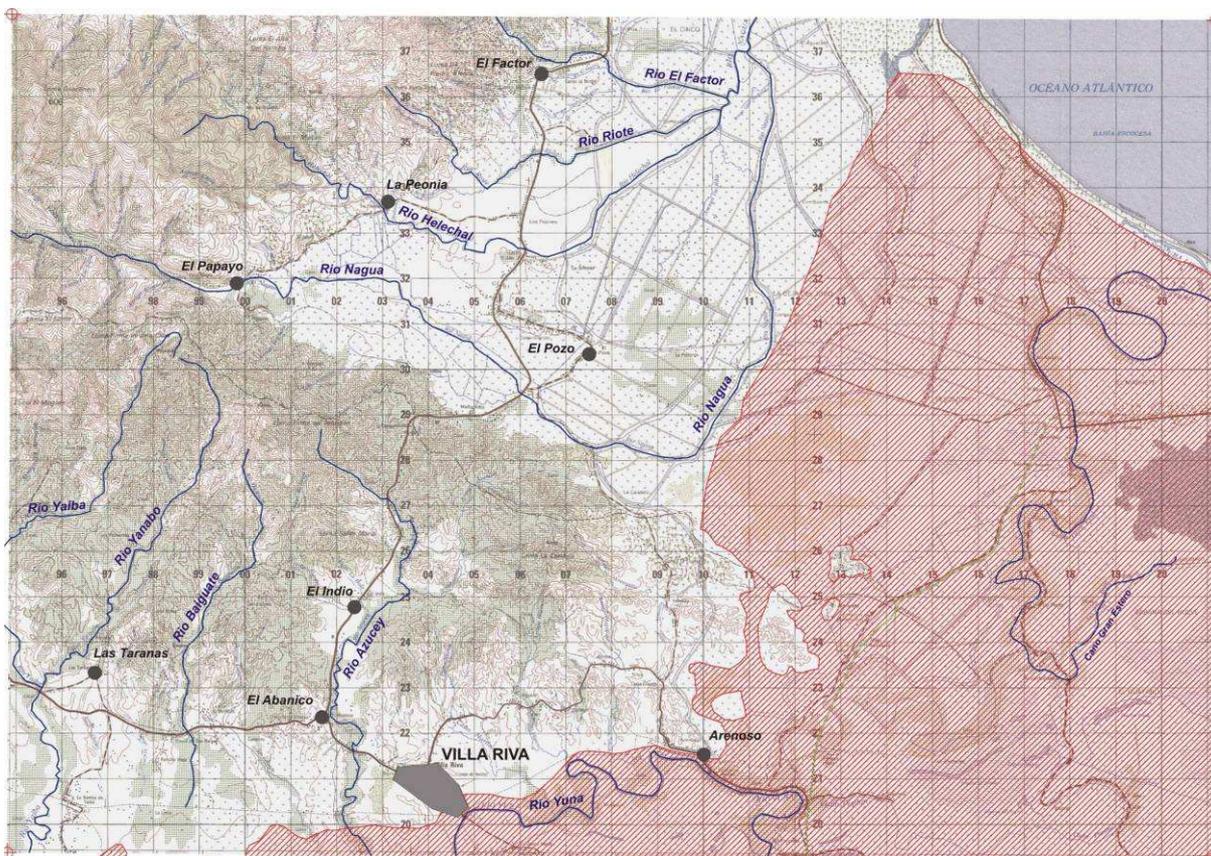


Figura 21: Zona de riesgo elevado de inundación en el territorio de la Hoja Villa Riva (de Yunarisk, 2008).

7.2.3 Corrimientos de tierra

La inestabilidad de las laderas está generada por la naturaleza arcillosa del substrato, el volumen y la distribución de las lluvias. A escala de la Hoja, los deslizamientos son poco numerosos pero algunos de ellos afectan el funcionamiento de las vías de comunicación. Ese es el caso de la carretera Nagua – San Francisco que, al menos en dos lugares (El Joboban y Arroyo Chiroló) está sometida a frecuentes deslizamientos. Se debería remediar modificando las plataformas, el sostenimiento de los taludes por cimientos o gaviones y el correcto drenaje de la escorrentía superficial.

7.3 RECURSOS MINERALES

7.3.1 Yacimientos e indicios minerales

Las características principales de los indicios observados o descubiertos en el territorio de la Hoja Villa Riva, durante el levantamiento cartográfico, están agrupadas en la Tabla 4.

Localidad	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Simb.	Imp.	Litología	Formacion - Edad
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Arroyo Claro	19.2885	-69.9507	400 060	2 132 833	Cobre	Cu	0	Gabro bandeado	Complejo de Río San Juan - Cretacico
Río Baiguat	19.2450	-69.9515	399 952	2 128 018	Carbon	Cb	0	Conglomerados	Conglomerados El Firme - Mioceno
Río Yanabo	19.2475	-69.9598	399 086	2 128 296	Carbon y Sal	Cb-Na	0	Conglomerados	Conglomerados El Firme - Mioceno
Río Yanabo	19.2499	-69.9576	399 313	2 128 565	Carbon	Cb	0	Conglomerados	Conglomerados El Firme - Mioceno
Arroyo El Indio	19.2416	-69.9375	401 416	2 127 632	Carbon	Cb	0	Conglomerados	Conglomerados El Firme - Mioceno
Helechal	19.2865	-69.8856	406 904	2 132 567	Turba	Tur	0	Arcillas y limos	Aluviones - Cuaternario
Río Yaiba	19.2527	-69.9762	397 365	2 128 877	Carbon	Cb	0	Areniscas	Mioceno
Río Yaiba	19.2580	-69.9728	397 722	2 129 466	Carbon	Cb	0	Areniscas	Mioceno
El Indio	19.2176	-69.9186	403 395	2 124 962	Turba	Tur	0	Arcillas y limos	Aluviones - Cuaternario

Tabla 4: Características de los indicios vistos en la Hoja de Villa Riva.

Los indicios reconocidos son de escasa entidad:

- Malaquita en las fisuras existentes en los gabros bandeados del Complejo de Río San Juan en Arroyo Claro.
- Fragmentos decimétricos de madera carbonizada en ciertas capas de los Conglomerados de El Firme. Los análisis indican que se trata de carbón pobre en ceniza y sulfuros, con valores caloríficos entorno a 6600 y 8600 Btu (British Thermal Unit), pero la ausencia de concentraciones importantes a modo de capas o lentejones reducen mucho su interés.
- Capas decimétricas de turba en los depósitos arcillosos superficiales en el cauce de los ríos Helechal y Azucey.

La búsqueda de turba, lignito y carbón realizadas en el cauce antiguo del Yuna (Caño Gran Estero) en los años 80 no ofrecieron una concentración suficiente que justificase la continuación de los estudios (Douglas-Robertson and Associates, Inc., 1982). De cualquier modo estos estudios se limitaron exclusivamente a la zona del Caño Gran Estero. Existen

otros objetivos susceptibles de ser estudiados, en particular, en la antigua llanura de inundación del Yuna. La presencia de turba en algunas zonas de la superficie podría ser el reflejo de importantes concentraciones de lignito en los sedimentos subyacentes, como es el caso de la región de Landes Gascogne, Francia (yacimiento de Mézos, 165 Mm³). Métodos de investigación más modernos, asociando geofísica (perfiles eléctricos) y sondeos, realizados de manera sistemática, permitirían establecer un juicio más profundo y acertado sobre la potencialidad energética de toda la paleo-boca del Yuna, entre Nagua, Sánchez y Palmar Nuevo.

La investigación de paleoplaceres de oro en los conglomerados miocenos podría constituir otro objetivo de exploración minera. En efecto, los conglomerados El Firme se corresponden con importantes acumulaciones detríticas provenientes del desmantelamiento de series volcanosedimentarias. Una de las características de estos conglomerados es la presencia de bloques, guijarros y gravas de rocas volcánicas ácidas e intrusivas de los Fm Pedro García, Palma Picada, y especialmente de Los Ranchos. El potencial minero en oro primario de la Fm Los Ranchos es bien conocido; constituye la roca encajante del célebre yacimiento de oro de Pueblo Viejo. Por tanto, no sería raro que la meteorización de las rocas de la Fm Los Ranchos haya liberado cantidades nada desdeñables de oro, y que este se haya acumulado en ciertas capas detríticas de los conglomerados, incluso que haya acumulaciones localmente importantes en forma de paleoplaceres. Una investigación más sistemática, por geoquímica, de las zonas de afloramiento de los conglomerados permitiría confirmar o desechar la existencia de un eventual potencial aurífero en los conglomerados.

7.3.2 Canteras de materiales

La Tabla 5 agrupa los datos relativos a las diferentes canteras, activas, intermitentes o abandonadas, puestos de manifiesto durante los trabajos de campo.

Para caracterizar la importancia, se definieron 3 clases, de forma más o menos subjetiva:

- « 0 », importancia nula;
- « 1 », cantera de mediana importancia, donde la explotación es intermitente;

- « 2 », cantera más importante, donde la explotación requiere de maquinaria pesada de obra y, algunas veces, de explosivos.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Estatado	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Los Altiles	1	19.2242	-69.8235	413 389	2 125 640	Aridos naturales	Intermitente	2	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Loma Grande	2	19.1987	-69.8631	409 214	2 122 843	Aridos de machaqueo	Intermitente	2	Calizas	Fm Castillo - Mio-Plioceno
Zumba	3	19.2017	-69.8801	407 436	2 123 181	Aridos de machaqueo	Intermitente	2	Calizas	Fm Castillo - Mio-Plioceno
Zumba	4	19.2023	-69.8816	407 279	2 123 250	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas	Fm Castillo - Mio-Plioceno
Madre Vieja	5	19.2539	-69.9128	404 022	2 128 983	Aridos naturales	Inactiva	1	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Madre Vieja	6	19.2522	-69.9122	404 084	2 128 792	Aridos naturales	Intermitente	1	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Madre Vieja	7	19.2500	-69.9138	403 915	2 128 544	Aridos naturales	Intermitente	1	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Los Altiles	8	19.2268	-69.8273	412 997	2 125 935	Aridos naturales	Intermitente	1	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Arenoso	9	19.1911	-69.8580	409 749	2 122 001	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas	Fm Castillo - Mio-Plioceno
La Candela	10	19.2475	-69.8807	407 390	2 128 254	Aridos naturales	Inactiva	1	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Arenoso	11	19.1892	-69.8621	409 319	2 121 789	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Calizas	Fm Castillo - Mio-Plioceno
La Peonia	12	19.3038	-69.9119	404 152	2 134 498	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Calizas	Calizas de Macoris - Mio-Plioceno
Madre Vieja	13	19.2570	-69.9111	404 204	2 129 321	Aridos naturales	Inactiva	1	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
La Candela	14	19.2288	-69.9026	405 086	2 126 190	Aridos naturales	Inactiva	0	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
La Candela	15	19.2279	-69.8865	406 770	2 126 084	Aridos naturales	Inactiva	0	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Los Altiles	16	19.2172	-69.8284	412 879	2 124 877	Aridos naturales	Intermitente	0	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
La Candela	17	19.2348	-69.8624	409 313	2 126 836	Aridos naturales	Inactiva	0	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
Loma El Firme	18	19.2216	-69.8628	409 262	2 125 373	Aridos naturales	Inactiva	0	Conglomerados	Cg El Firme - Mioceno
La Peonia	19	19.2940	-69.9257	402 696	2 133 420	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Calizas	Calizas de Macoris - Mio-Plioceno
Rio Helechal	20	19.2940	-69.8781	407 691	2 133 399	Aridos naturales	Intermitente	0	Arenas	Aluviones - Cuaternario
El Factor	21	19.3129	-69.8785	407 667	2 135 487	Aridos naturales	Intermitente	0	Arcillas	Cuaternario
El Papayo	22	19.2851	-69.9726	397 754	2 132 464	Aridos naturales	Intermitente	0	Cantos, gravas y arenas	Abanico - Cuaternario
El Bombillo	23	19.1966	-69.9551	399 544	2 122 665	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas	Fm Castillo - Mio-Plioceno

Tabla 5: Características de las canteras de la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Figura 22.

En su mayoría, las canteras tienen por objetivo la explotación de materiales áridos, para asfaltar y mantener las carreteras. Estos incluyen dos conjuntos bien diferenciados: las calizas de la parte superior de la Fm Castillo con varias canteras cerca de Arenoso; y los conglomerados de El Firme con las canteras de Los Altiles y de Madre Vieja. Las canteras de la región de Madre Vieja pertenecen a una compañía de Nagua, Materiales de la Bahía, S.A.. Dicha compañía sólo explota la parte superior alterada de los conglomerados. El material arrancado es clasificado por granulometría y es comercializado como arena, grava y granulado que sirven de base para la construcción de hormigones y cementos utilizados en construcción. explotaciones. Del mismo modo, existen explotaciones tradicionales de arena en el río Helechal, pero a escala muy local.

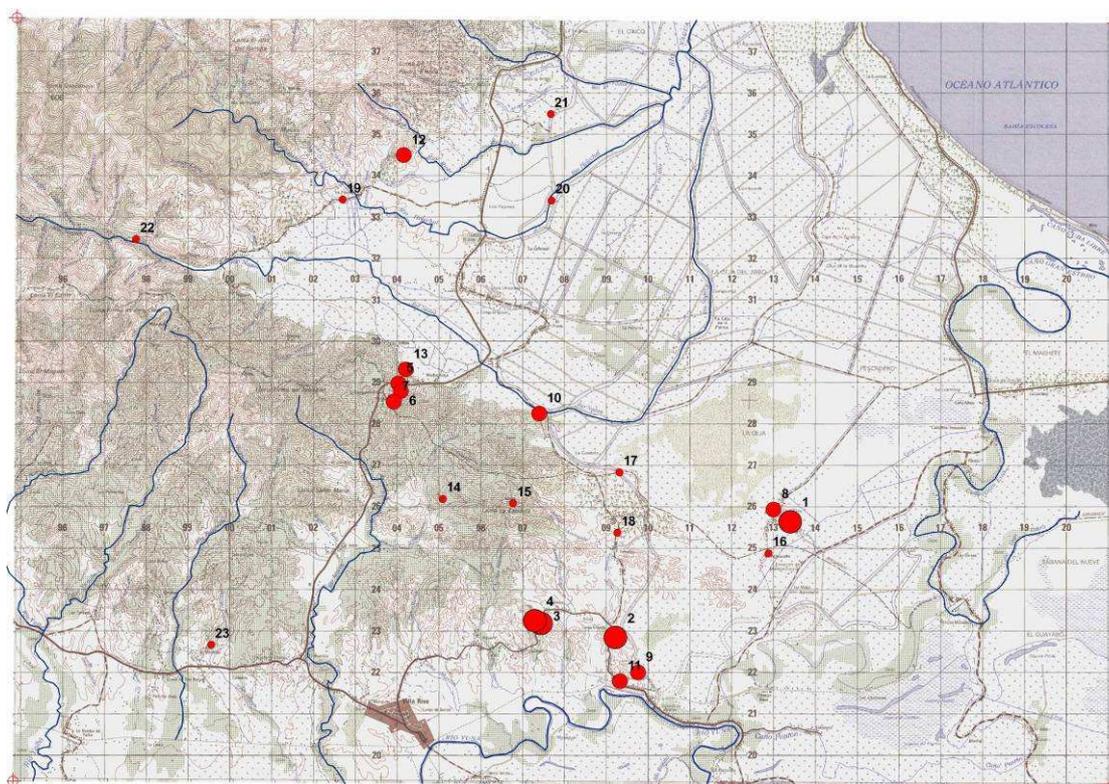


Figura 22: Localización y importancia de los principales canteras de la Hoja de Villa Riva. Los números permiten su correlación con la Tabla 5.



Foto 40: Afl. 34JM9323. Explotación tradicional de arena en los aluviones del río Helechal.

Una parte es igualmente utilizada para el asfaltado de las carreteras y caminos. No existe actualmente ninguna restricción medioambiental sobre estas explotaciones. Del mismo modo, existen explotaciones tradicionales de arena en el río Helechal, pero a escala muy local.

8 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1 L.I.G. N° 1: GABRO BANDEADO Y METAGABRO CON GRANATE DEL COMPLEJO DE RIO SAN JUAN EN EL ARROYO CLARO

8.1.1 Croquis de situación



Figura 23: Croquis de situación del LIG 1: Arroyo Claro.

8.1.2 Contenido - Motivación

La potente serie de gabros bandeados puede ser observada in situ en un corte casi contínuo. Los gabros evolucionan a facies más deformadas y metamorizadas hasta facies de esquistos azules, las cuales contienen granates de talla centimétrica. Este es un buen ejemplo de rocas metamórficas de alta presión que constituyen el registro del Complejo colisional entre el Arco Isla Caribeño y la Placa de Norteamérica. Draper y Nagle (1991)

fueron los primeros en describir este complejo en Río San Juan. Estas rocas, que forman parte de la cuña extrusiva de complejos colisionales, típicos de la colisión arco-continente (Chemenda et al., 1996; Brown et al., 2006), evidencian la existencia de una zona de subducción en la que el margen meridional de la Placa de Norteamérica que fue subducido hacia el SO bajo la placa Caribeña que fue exhumada posteriormente durante la colisión (Nagle, 1974; Joyce, 1991; Draper y Nagle, 1991; Gonçalves et al., 2000; Zack et al., 2004; Krebs y Mares, 2006; Escuder Viruete et al., 2006).

Además de su innegable interés geológico, este corte permite descubrir una zona relativamente virgen de la República Dominicana, ya que está situado dentro de la Reserva Científica Canela Lázaro de la Loma Guaconejo, conocida por su gran diversidad de especies de fauna y flora, muchas de ellas endémicas.

8.1.3 Acceso

El acceso a arroyo Claro es fácil, a partir de la carretera nacional que une San Francisco de Macorís con Nagua. A unos 15 km de El Abanico, y a 1 km del puente sobre el río Helechal, está el cruce de Los Pajones. A la izquierda se toma un camino practicable que atraviesa la localidad de La Peonía y badea el río Helechal. Continuar por ese camino en dirección a El Papayo. A unos 3 km desde la salida de La Peonía, se recorta por un nuevo vado el arroyo Claro. Estacionar el vehículo en las primeras viviendas de El Papayo y subir a pie directamente dentro del cauce del arroyo.

Es necesario realizar esta excursión en periodos de bajo nivel de las aguas, y equipados con el calzado adecuado. Lo ideal es ir acompañado por un guía, demandándolos de entre los diferentes empleados de la Reserva Científica, o también contactando directamente con el Alcalde de El Papayo. A pesar de todo el ascenso por el arroyo no es fácil (planos deslizantes y desniveles localmente fuertes) y la vuelta es preferible por las pendientes de la Loma Guaconejo, requiere la presencia de un acompañante que conozca bien el sector. Incluyendo la vuelta, para efectuar la excursión en su totalidad se requieren entre 5 y 6 horas.

8.1.4 Observaciones y comentarios

Los primeros afloramientos de rocas plutónicas (**punto 1** del esquema; XNAD27 = 400166, YNAD27 = 2132708) están aproximadamente a 500 m de la carretera (entorno a 15' de marcha) Es una roca ígnea gabrónica, de color gris-oscuro, de grano grueso (entre 2-8 mm) y estructura bandeada. Los feldespatos y ferromagnesianos definen una fábrica magmática planar muy marcada, de tipo acumulado. El bandeo se compone de una alternancia de capas de varios centímetros de grosor, unas muy ricas en ferromagnesianos (ortopiroxeno, clinopiroxeno y un poco de olivino), y las otras de color gris claro verdoso constituidas esencialmente por plagioclasas.

Punto 2 (XNAD27 = 399667, YNAD27 = 2133726, entorno a 1h15' desde el punto 1) se corresponde con el metagabro original cuyo bandeo original ha sido modificado por una foliación neta. La roca es de composición básica, grano fino-medio y fábrica plano-linear. Los minerales principales o esenciales son: anfíbol tremolítico, glaucofana, anfíbol Ca-Na, plagioclasa tipo albita, lawsonita, ilmenita, óxidos de Fe-Ti y opacos como accesorios. La asociación es sin-cinemática respecto a la fábrica dúctil planar (Sp) principal y posiblemente diagnóstica de la facies de esquistos azules con Lw+Gln (sin epidota).

Al subir el arroyo en dirección al punto 3, nos encontraremos con una potente intercalación de peridotitas tras la facies de metagabro de color gris claro, rica en bandas pegmatíticas, y en granates de talla centimétrica y de color rosado a rojizo. La foliación está muy bien definida con la orientación de los cristales ferromagnesianos estirados, la roca tiene apariencia de gneis, con venas y lentejones centimétricos de cuarzo migmatítico.

Punto 3 (XNAD27 = 398645, YNAD27 = 2134284, entorno a 3h desde el punto 2), donde se observan unas magníficas anfibolitas con granate.

Al microscopio, se trata de una roca metaígneas gabroica, de grano grueso y granates idiomorfos de casi de 1 cm de diámetro, en la que la deformación y el metamorfismo transpusieron tanto la mineralogía como las texturas del protolito. La deformación asociada es dúctil y dio lugar a la formación de un agregado granonematoblástico, cuyo eje de elongación define la fábrica planar principal, Sp. No hay una lineación clara. Los porfiroblastos de granate son marcadamente poiquilíticos y más bien tardi-Sp. La roca está compuesta por porfiroblastos de granate, agregados nematoblásticos de anfíbol bastante

alineados paralelamente a la Sp definiéndola, y agregados elipsoidales de epidota y de poiquiloblastos de plagioclasa. El granate es cálcico, poiquilítico, y muy alterado/reemplazado por agregados microcristalinos de epidota, clorita, cuarzo y anfíboles. No obstante, el borde parece menos alterado y preserva la composición. Desarrollan algún pull-apart relleno de Qtz+Ep+Anf. El anfíbol es cálcico y sódico-cálcico, variando entre una hornblenda verde pleocróica y barroisita-pargasita verde-azulada menos pleocróica. En ambos casos, desarrolla prismas con contactos rectos frente a granate y la epidota. La epidota forma agregados de pequeños prismas birrefringentes y de bajo relieve estirados con la Sp. El rutilo es relativamente abundante formando granos y agregados.

En síntesis, se trata de un gabro deformado y metamorfozido en facies de anfibolitas con granate y rutilo, posteriormente alterado a menor temperatura.

8.2 L.I.G. N°2: CONGLOMERADOS DE EL FIRME (MIOCENO INFERIOR)

8.2.1 Croquis de situación

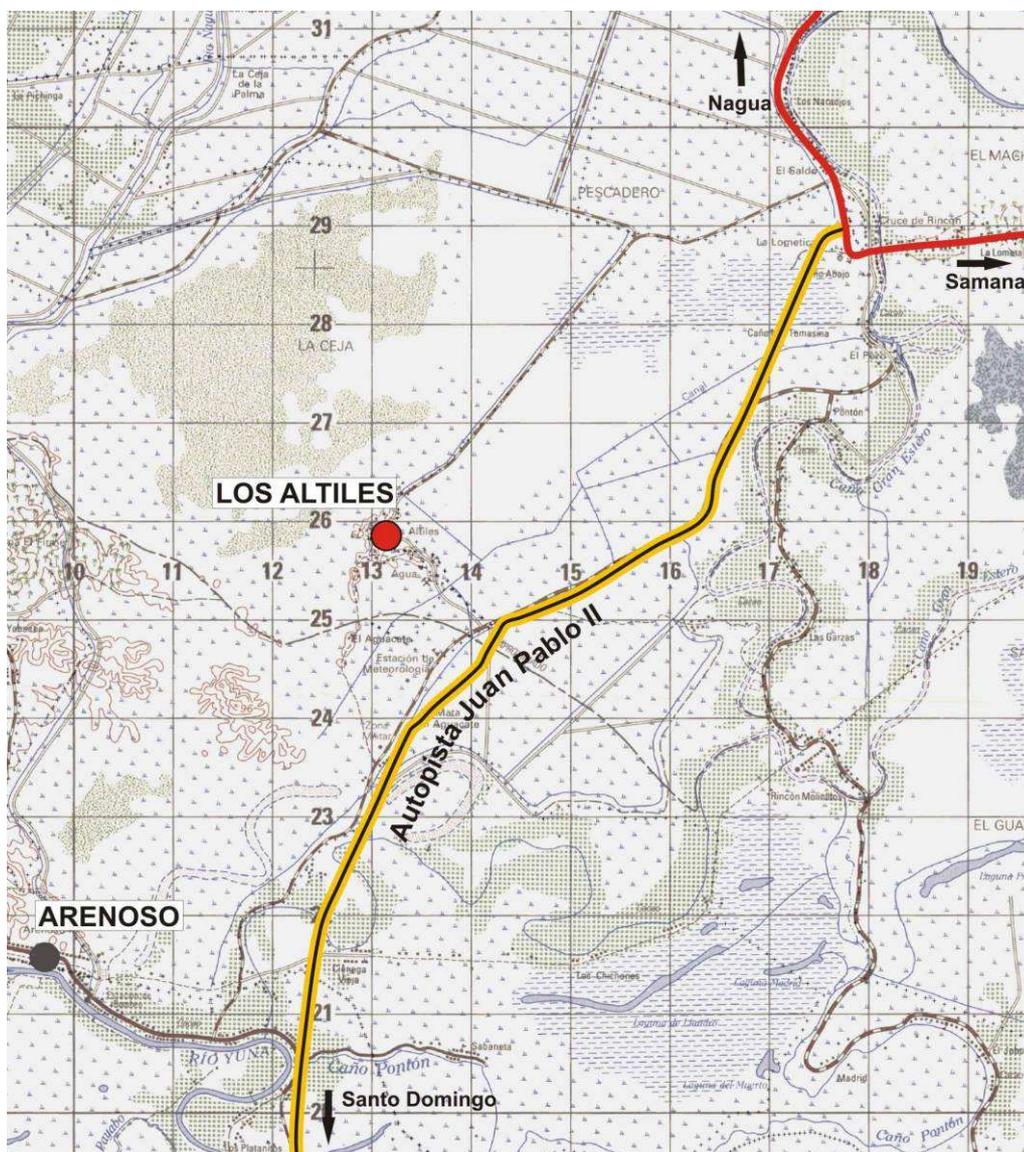


Figura 24: Croquis de situación del LIG 2: Canteras de Los Altiles.

8.2.2 Contenido - Motivación

Los conglomerados de El Firme constituyen un buen ejemplo de formaciones arenoso-conglomeráticas neógenas de la Elevación de San Francisco. A escala de la Hoja de Villa Riva, existen numerosas canteras donde han sido o siguen siendo explotados los

conglomerados. La posición estratigráfica, la naturaleza y el origen de los depósitos ha dado lugar a numerosas publicaciones, a veces contradictorias (Nadai,1987; Guglielmo,1986; Guglielmo y Winslow,1988; Nadai y Winslow,1988; Winslow et al., 1991). En el marco del proyecto SYSMIN, los estudios sedimentológicos que acompañan a la cartografía permiten precisar y aclarar ciertos datos, en particular por el examen de esta unidad en las canteras de Los Atilles.

8.2.3 Acceso

El acceso es muy fácil, a partir de la autopista Juan Pablo II, que une Santo Domingo con Nagua. Al venir de Nagua, las carreras se localizan en aproximadamente 5 km del cruce entre las carreteras Nagua-Samaná y la autopista Nagua-Santo Domingo. Se observan perfectamente desde esta carretera. Son accesibles por una pista acondicionada que parte a la derecha de la autopista y conduce al pueblo de Los Atilles.

8.2.4 Observaciones y comentarios

La unidad "Conglomerado de El Firme" corresponde a una sucesión básicamente compuesta por conglomerados, los cuales presentan una facies particular formada por tramos m a dm de conglomerados de clastos redondeados, de tamaño de clasto medio en torno a los 10 cm y fundamentalmente matriz soportados, con una matriz de arena media-gruesa. La organización interna es difícil de observar y raramente se ven estructuras sedimentarias de ordenamiento interno. No existe tampoco imbricación y esporádicamente se han localizado algunas intercalaciones centimétricas de lutita o areniscas, de tonos grises, con materia orgánica y fauna marina de ambientes restringidos (foraminíferos porcelanáceos y restos vegetales). Los clastos tienen una composición fundamentalmente volcánica o volcanoclástica, con una menor proporción de clastos calcáreos procedentes de plataformas marinas de edades comprendidas entre el Eoceno superior y el Oligoceno. Los cantos volcánicos tienen una procedencia de complejos de tipo Los Ranchos, Pedro García o Palma Picada, con gran abundancia de rocas volcánicas, plutónicas (tonalitas) o tuffíticas, dependiendo del sector. En la columna realizada en los Atilles también se observan las mismas facies que en toda la unidad. En esta área destaca la presencia y abundancia de cantos de calizas, algunos decimétricos, angulosos, de calizas de plataforma del Eoceno medio-superior, situados en la parte alta de la serie, con escasa matriz, actualmente desaparecidas en los dominios circundantes.

8.2.5 Reseña bibliográfica

Informe de Sedimentología

8.2.6 Foto

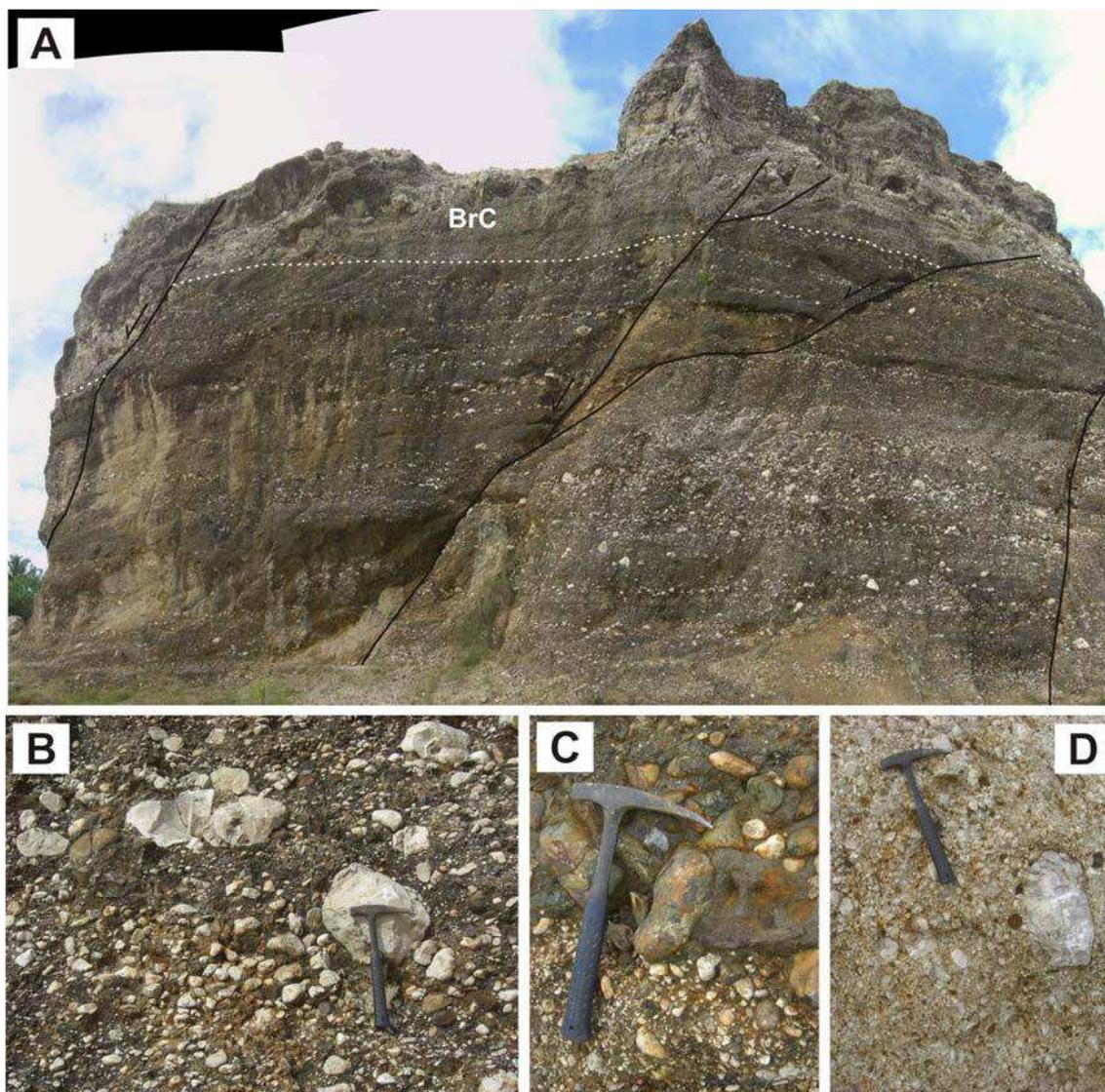


Figura 2.15. Conglomerado de El Firme. Los Altíes, Hoja de Villa Riva. A. Panorámica de afloramiento de los conglomerados, donde puede verse la débil organización y la alta presencia de cantos de calizas de plataforma blancas, junto con material volcánico y vulcanoclástico. A techo del afloramiento dominan las brechas de calizas con clastos angulosos sin apenas matriz (BrC). También se puede apreciar la presencia de numerosas fallas normales. **B y C.** Detalle de las facies de los conglomerados, con grandes cantos redondeados de calizas (B), y también de rocas volcánicas y plutónicas. **D.** Aspecto del tramo superior de brechas de cantos de calizas. Se puede ver la nula organización y la inexistencia de matriz en esta facies, con un 90% de cantos de caliza.

9 BIBLIOGRAFÍA

ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Barrancon (5975-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de El Cacao (5975-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ABBOTT R.N., BROMAN B.N., DRAPER G. (2007): UHP magma paragenesis revisited , olivine clinopyroxenite and garnet-bearing ultramafic rocks from the Cuaba gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic. *International Geology Review*, Vol. 49, 2007, pp 572-586.

ABBOTT R.N., Jr., and DRAPER, G. (2007): Petrogenesis of UHP eclogite from the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic: *International Geology Review*, v. 49, p. 1069-1093.

ABBOTT R.N., Jr., DRAPER G., KESKAV S. (2005): UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet-clinopyroxenite: An example from the Dominican Republic: *International Geology Review*, v. 47, p. 233-247.

ABBOTT R.N., Jr., DRAPER G., KESKAV S. (2006): UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet clinopyroxenite: An example from the Dominican Republic. in Liou, J. G., and Cloos, M., eds., *Phase relations, high-pressure terranes, P-T-ometry, and plate pushing: A tribute to W. G. Ernst*. Bellwether Publishing, Ltd. for Geological Society of America, International Book Series, v. 9, p. 653-667.

ABBOTT R.N., Jr., DRAPER, G., BROMAN, B.N. (2006): P-T path for ultra high pressure garnet ultramafic rocks of the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic: *International Geology Review*, v. 48, p. 778-790. doi: 10.2747/0020-6814.48.9.778.

BARONI-URBANI C., SAUNDERS J.B. (1980): The fauna of the Dominican Republic amber: the present status of knowledge. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 1, p. 213-223.

BARRETT T.J., MacLEAN W.H. (1999): Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, Nº 8, p.101-131.

BELLON H., VILLA J.M., MERCIER de LEPINAY B. (1985): Chronologie 40K-39Ar et affinités géoquímiques des manifestations magnétiques au Crétacé et au Paléogène dans l'île d'Hispaniola. Geodynamique des Caribes, Symposium Paris, 5-8 Février 1985, Editions Technip, p. 329-340.

BERNARDEZ RODRIGUEZ E. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Mao (5974-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BERNARDEZ RODRIGUEZ E. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Monte Cristi (5875-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BERNARDEZ RODRIGUEZ E. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Pepillo Salcedo (5875-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BLESCH R.R. (1966): Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250 000.

BOISSEAU M. (1987): Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). Un édifice de nappes crétacées polyphasées. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 173 p.

BOURGOIS J., BLONDEAU A., FEINBERG H., GLACON G., VILA J. (1983): The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola: tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). Société Géologique France, Bulletin 25, pp 83-89.

BOWIN C. (1960): Geology of central Dominican Republic. Ph. D. Thesis, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

BOWIN C. (1966): Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess H.H. ed., Caribbean geological investigations. Geological Society of America Memoir 98, p. 11-98.

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

BOWIN C.O., NAGLE F. (1982): Igneous and metamorphic rocks of the northern Dominican Republic: an uplifted subduction zone complex. 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, Vol. 1, 39-50.

BRAGA ALARCON J.C. (2009)^o: Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BRIQUEAU L., BOUGAULT H., JORON J.L. (1984): Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. Earth and Planetary Science Letters, 68, p.297-308.

BROUWER S.B., BROUWER P.A. (1980): Geología de la region ambarifera oriental de la República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 1, p. 303-322.

BROWN G.C., THORPE R.S., WEBB P.C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources, *Journal of the Geological Society of London*, 141, p. 413-426.

BURKE K. (1988): Tectonic evolution of the Caribbean. *Ann. Rev. Earth Planetary Science*, 16, pp. 201-230.

BURKE K., FOX P.J.Y, SENGOR A.M.C. (1978): Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 3949-3945.

BURKE K., GRIPPI J., SENGOR A.M.C. (1980): Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 375-386.

BYRN D.B., SUAREZ G., McCANN W.R. (1985): Muertos Trough subduction; Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, v. 317, p. 420-421.

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

CALAIS E., MERCIER de LEPINAY B., SAINT MARC P., BUTTERLIN J., SCAF A. (1992): La limite de plaques décrochante nord caraïbe en Hispaniola: évolution paléogéographique et structural cénozoïque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, pp. 309-324.

CALAIS E., PERROT J., MERCIER de LEPINAY B. (1998): Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. 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. 125-142.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp. 173-174.

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.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen and Unwin, London. R.A. Batchelor and P. Bowden, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, vol. 48, 43-55.

CRAWFORD A.J., FALLOON T.J., GREEN D.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A.J. Crawford (ed.). Boninites and related rocks. Unwin Hyman London, p. 1-49.

CRIBB J.W., JIMENEZ J., LEWIS J.F., SUTTER J.F. (1989): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from Loma de Cabrera batholith. Implications for timing of tectonic events in northern Hispaniola. Geological Society of American Abstracts with Programs, v. 21, no. 6, p. A267.

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

de ZOETEN R., MANN P. (1991): Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 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, 4 edited by P. Mann (series editor: K.J. Hsü), p. 247-286.

DECKER J. (1985): Sandstone modal analysis procedure: Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Survey, Public Data File Report, PDF 85-3a.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Gaspar Hernandez (6174-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la

República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabaneta de Yasica (6175-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Salcedo (6174-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Sabaneta de Yásica (6175). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Salcedo (6174). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Nagua (6274). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DICKINSON W.R., SUCZEK C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.

DIXON T.H., DAILY M.I. (1981): Analysis of a SEASTAT-SAR image of the northeastern Dominican Republic, Paris, France, Photo-Interpretation, v.5, p. 4.3-4.7.

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, p. 217-263.

DOLAN J.F. (1988): Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Tesis Doctoral, Universidad de California, Santa Cruz, 235 p.

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 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. 143-170.

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

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

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

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

DONOVAN S.K., JACKSON T.A. (1994): Caribbean Geology an Introduction. The University of The West Indies Publishers Associations, Kinston, Jamaica, 289 p.

DOUGLAS R.C. (1961): Orbitolinas from Caribbean Islands. Journal of Paleontology, 35, 3, p. 475-479.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1981): Report on Sanchez Coal Project. Phase I Exploration November 1980 – November 1981 for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated November 30, 1981, 81 p.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1983): Report on East Cibao / El Valle Coal Project for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated April 8, 1983, 51 p.

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): p. 1143-1146.

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, p. 77-95.

DRUMMOND M.S., DEFANT M.J. (1990): A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. Journal of Geophysical Research, 95, p. 21503-21521.

EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980): The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 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, p. 281-299.

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Septentrional. Programa Sysmin, 236 p.

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

ESCUDER VIRUETE J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Las Galeras (6373-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUDER VIRUETE J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Samaná (6373-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUDER VIRUETE J. y DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Río San Juan (6174-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUDER VIRUETE J. y DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guayabito (6174-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER 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, Vol. 118, n°2, p. 243-268.

ESCUER 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, Vol. 118, n°2, p. 195-174.

ESCUER 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 (2006), pp 161-186.

ESCUER SOLE J. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Monte Cristi (5875). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Isabela (5975). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Puerto Plata (6075). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Santiago (6074). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Francisco de Macorís (6173). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Sanchez (6273). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESPY J.A. (2000): Análisis y ordenación de la minería artesanal. Proyecto C. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.

EVANS B. W. (1990): Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* 25, pp.3-23.

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

GILL J.B. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Verlag, New York, 390 p.

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

GUGLIELMO G. Jr. and WINSLOW M.A. (1988): Geology of the Eastern San Francisco push-up: Northeastern Hispaniola. *Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados*.

HARDING T.P., LOWELL J.D. (1979): Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 1016-1058.

HERNAIZ HUERTA P. P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Imbert (6075-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA P. P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Sanchez (6273-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HUGHES C.J. (1973): Spilites, keratophyles and the igneous spectrum. Geological Magazine, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, p.107-125.

ITURRALDE VINENT M.A. (2001): Geology of the amber-bearing deposits of the Greater Antilles. Caribbean Journal of Science, Vol. 37, n° 3-4, p. 141-167.

JENNER G.A., SWINDEN H.S. (1993): The Pipestone Pond Complex, Central Newfoundland: complex magmatism in an Eastern Dunnage Zone ophiolite. Canadian Journal of Earth Sciences, 30, p. 434-448.

JORDAN T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean plate: Journal of Geophysical Research, Vol. 80, p. 4433-4439.

KERR A.C., ANDREW C., TARNEY J. (1996): The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: AUG Monography on Large Igneous Provinces, (MAHONY J.J. y COFIN M. Eds.).

KERR A.C., TARNEY J., MARRINER J.G., NIVIA, A., SAUNDERS A.D. (1997): The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: Large Igneous Provinces, (MAHONY J.J. y COFIN M. Eds.) AUG Monographie.

KESLER S.E., RUSSELL N., POLANCO J., McCURDY K., CUMMING G.L. (1991): Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. 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, p. 187-201.

KESLER S.E., RUSSELL N., REYES C., SANTOS L., RODRÍGUEZ A., FONDEUR L. (1991): Geology of the Maimón Formation, 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, p. 173-185.

KESLER S.E., SUTTER J.F. (1977): Progres report on radiometric age determinaton in the Caribean region. Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference, p. 85-86.

KESLER S.E., SUTTER J.F., BARTON J.M., SPECK R.C. (1991): Age of intrusive rocks in 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, p. 165-172.

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

KROGH T. E. (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 637-649.

KYSAR G., LEWIS J.F., MORTENSEN J.K. (1998): U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. In: Abstract with programs, Geological Society of America Annual Meeting, Toronto. p.185.

LABAUME P. (1992): Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile. Thèse d'Etat. Univ. de Montpellier II, 475 p.

LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M., ROSELL J. (1983): Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. Bull. Soc. Géol. France, 1983, (7), t.XXV, n^o, pp. 927-941.

LETICEE J.L., RANDRIANASOLO A, CORNEE J.J., MUNCH Ph., LEBRUN J.F., SAINT-MARTIN J.P. y VILLENEUVE M. (2005): Mise en evidence d'une discontinuité émerasive majeure au sein de la plate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles. C.R. Geoscience 337 (2005), p. 617-624. <http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>.

LEWIS J.F. (1982): Granitoid Rocks in Hispaniola. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980: Amigo del Hogar Publishers, p. 403-408.

LEWIS J.F. (1982): Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980: Amigo del Hogar Publishers, p. 403-408.

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

LEWIS J.F., DRAPER G. (1990): Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin: Decade of North American Geology, v. H: The Caribbean, Geol. Soc America, p.77-140.

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*. v. 37 (2002), n°2-3, p.81-122.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petroctectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A227.

LOURENS L., HILGEN F., SHACKLETON N.J., LASKAR J., WILSON D. (2004) - The Neogene Period in GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A.G. (ed), *A Geologic Time Scale 2004*, p. 409-440.

LUDEN J., GELINAS L., TRUDEL P. (1982): Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Science*, 19, p. 2276-2287.

LUDWIG K.R. (1980): Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, p. 212-220.

LUDWIG K.R. (2003): *Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.

LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B. (2004) - The Paleogene Period in *A Geologic Time Scale 2004*, eds. Felix M. GRADSTEIN, James G. OGG, and Alan G. SMITH. Published by Cambridge University Press. © F.M. GRADSTEIN, J.G. OGG, and A.G. SMITH 2004 (20) - p. 384-408.

MANIAR P.D., PICCOLI P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, vol.101, p.635-643.

MANN P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de New York, Albany, 688 p. (Inédito).

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: p. 311-324.

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, p. 1-28.

MANN P., GORDON M.K. (1996): Tectonic uplift and exhumation of blueschists belts along transpressional strike-slip fault zones In: *Bebout G.E., Scholl D.W., Kirby S.H. & Platt J.P. (eds.) Subduction: from top to bottom. Geophysical Monography Series 96*, pp. 143–154.

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 *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. 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*, V. 246, p. 1-69.

MARCANO F. Eugenio de Js, TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, publicaciones especiales, numero III, 30 p.

MASSON D.G., SCANLON K.M. (1991): The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, no. 1, p. 144-154.

MATTHEWS J.E., HOLCOMBE T.L. (1976): Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. In: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministère de l'Industrie et de la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, p.235-242.

MATTSON P.H. (1979): Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *Journal of Geology*. Vol. 87, p. 293-304.

MAUFFRET A., LEROY S. (1997): Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, p. 61-104.

McCANN W.R., SYKES L.R. (1984): Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 4493-4519.

McCLAY K, BONORA M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, V. 85, n°2, pp 233-260.

MERCIER de LEPINAY B. (1987): L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: l'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences de l'Université P. et M. Curie, Paris, 255 p.

MESCHEDE M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chemical Geology*, vol.56, p. 207-218.

MICHELSON H. (1977): Lignite and peat survey in the Dominican Republic (December 1976 – March 1977). Area parcial Bajo yuna – Peninsula Samana. Tahal consulting engineers, Ltd and acueductos y alcantarillados, C. por A., Informe inédito, 49 p., Dirección General de Minería 22-77-002. Santo Domingo.

MIDDLEMOST E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chemical Geology*, vol.77, p. 19-26.

MONTGOMERY H., PESSAGNO E.A., PINDELL J.L. (1994): A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: *GSA Today*, 1(1), p. 1-6.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Luperón (6075-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República

Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Puerto Plata (6075-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

NADAI A. C. (1987): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. 31 p.

NADAI A.C. and WINSLOW M.A. (1988): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

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

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

NAGLE F., PACHER H.C., ANTONINI G.A. (1979): Hispaniola Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En Lidz, B. y Tagle, F. (Eds.). Geological Society. Miami.

NATRISK (2008): Catalogo de inundaciones en la Cuenca del rio Yuna, Republica Dominicana, 1977-2007, ONFED, PNUD, Univ. De Valladolid, 25 p.

PARDO G. (1975): Geology of Cuba. En: The Ocean Basins and Margins, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.

PARRISH R. R., RODDICK J. C., LOVERIDGE W. D., SULLIVAN R. W. (1987): Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada;

Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.

PEARCE J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.

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

PEARCE J.A. (1992): Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In P. Fryer, Pearce, J. A., Stocking, L.B. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, p. 623-659. College Station, TX.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, p. 290-300.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, vol.25, p. 956-983.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.69, p. 33-47.

PEARCE J.A., PEATE D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, p. 251-285.

PEREZ VALERA F. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de El Mamey (5975-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PEREZ VALERA F. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Pimentel (6173-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la

República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PEREZ VALERA F. y ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II n°9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PEREZ-ESTAUN A., HERNAIZ HUERTA P.P., LOPERA E., JOUBERT M. y grupo SISMYN (2007): Geología de la Republica Dominicana: de la construccion de arco-isla a la colision arco-continente. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 157-174.

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, p. 77-80.

PINDELL J.L. (1994): Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: Caribbean geology: An introduction, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, p. 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., eds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, p. 405-432.

PINDELL J.L., DRAPER G. (1991): Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. 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, p. 97-114.

PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. J. Struct. Geol., 2, p.397-410.

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

PREMOLI SILVA L., SLITER W.V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 82, p.1-89.

RAMIREZ MERINO J.I. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Esperanza (6074-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

RAMIREZ MERINO J.I. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Francisco Arriba (6074-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n°9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

RAMSAY J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York and London, 568 p.

RAPP R.P., WATSON E.B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust- mantle recycling. *J. Petrol.*, 36 4 , p. 891–931.

RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T., DePAOLO D.J. (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): p. 117-152.

ROBASZYNSKI F., CARON M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe – Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 166, n°6, p. 681-692.

RODDICK J.C. (1987): Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, p. 2129-2135.

ROSENCRANTZ E., ROSS M.I., SCLATER J.G. (1988): Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2141-2157.

SAUMUR B.M., HATTORI K.H., GUILLOT S. (2010): Contrasting origins of serpentinites in a subduction complex, northern Dominican Republic. *GSA Bulletin*; January/February 2010; v.122; n° 1/2; pp 292-304.

SERRA-KIEL J., FERRANDEZ-CANADELL C., GARCIA-SENZ J. and HERNALIZ HUERTA P.P. (2007): Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 118, n°2, p. 359-384.

SHERVAIS J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, p. 101-118.

SIGURDSSON H., KELLEY S., LECKIE R.M., CAREY S., BRALOWER T., KING J. (2000): History of Circum-Caribbean Explosive Volcanism: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers, in Leckie R. M., Sigurdsson H., Acton G. D., and Draper G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 165.

SILVESTER A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.

SINTON C.W., DUNCAN R. A., STOREY M. LEWIS J., ESTRADA J.J.(1998): An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p. 221-235.

SMITH I.E.M., WORTHINGTON T.J., STEWART R.B., PRICE R.C., GAMBLE J.A. (2003): Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. In: Larter, R.D. & Leat, P.T., *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society of London, Special Publications, 219, 99-118.

STACEY J. S., KRAMERS J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.

SUAREZ RODRIGUEZ.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Samaná (6373). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

SUN S.S., MCDONOUGH W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, p. 313-345.

TATSUMI Y., HAMILTON D.L., NESBITT R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litho-sphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, p. 293–309.

THIRLWALL M. F. (2000): Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.

TOLOCZYKI M., RAMIREZ I. (1991): Mapa geológico de la República Dominicana 1:250 000. Secretaria de Estado de Industria y Comercio, Dirección General de Minería, Instituto Geografico Universitario, Santo Domingo, D.N. en cooperacion con Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania.

TUTTLE M.P., PRENTICE C.S., DYER-WILLIAMS K., PENA L.R. and BURR G. (2003): Late Holocene liquefaction features in the Dominican Republic: a powerful tool for earthquake hazard assessment in the Northeastern Caribbean. *Bulletin of the Seismological Society of America*; Feb 2003; v.93; n°1; pp.27-46.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cabrera (6274-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Nagua (6274-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Francisco de Macorís (6173-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Santiago (6074-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Vasquez (5975-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P., JOUBERT M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Jose de Las Matas (6074-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P., JOUBERT M.. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Martín García (5974-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

WEYL R. (1966): Geologie der Antillen, Band 4, Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde, (H. J. MARTINI, Ed.) Berlin, Gebrüder Bornträger, 410 p.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, vol. 20, p. 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. 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, p. 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, vol. 50, p. 11-30.