



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

SALCEDO

(6174-III)

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

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 soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 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

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LAS FORMACIONES ARRECIFALES DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO

- Dr. Juan Carlos Braga (Universidad de Granada, España)

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL TERCIARIO

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)
- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

MICROPALAEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso (Universidad Complutense de Madrid, España)
- Dra. María José Herrero (Universidad Complutense de Madrid, España)

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

GEOMORFOLOGÍA Y PROCESOS ACTIVOS

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

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

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Andrés Pérez-Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a 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 o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapa de muestras
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

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

- Mapas Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de Salcedo (6174) y Memoria adjunta

- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Salcedo (6174) y Memoria adjunta
- Mapa de Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría a escala 1:150.000 y Memoria adjunta

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Terciario
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas ígneas y metamórficas
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada
- Informe de las Dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar
- Informe de las Dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Salcedo (6174-III) se encuentra situada en el sector centro-septentrional de la República Dominicana, en el ámbito de la Cordillera Septentrional y de la cuenca del Cibao, que ocupan sus sectores norte y sur, respectivamente.

En ella, la Cordillera Septentrional exhibe una amplia y variada sucesión estratigráfica. Sus materiales más antiguos, correspondientes a las rocas ígneo-metamórficas cretácicas del macizo de Río San Juan, afloran en el sector oriental. Sin conexión con ellos, las estribaciones meridionales de la cordillera están constituidas por potentes sucesiones rítmicas de lutitas y areniscas de naturaleza turbidítica, correspondientes a las Fms. La Toca y Las Lavas (Mb La Pocilguita), enmarcadas en el Oligoceno-Mioceno Inferior. En el sector oriental, sobre los conjuntos anteriores se disponen discordantemente los Conglomerados de La Piragua, de origen continental, asignados al Mioceno Medio. Culminando la serie terciaria y discordantes a su vez sobre éstos y sobre las unidades previas, en el sector septentrional se disponen los materiales margoso-calcáreos de naturaleza turbidítica de la Fm Villa Trina, sobre los que se encuentran las calizas de plataforma de la Fm Los Haitises, que coronan los principales relieves de la zona, depositadas en conjunto durante el Mioceno Medio-Pleistoceno.

Por lo que respecta a la cuenca del Cibao, se encuentra rellena por una potente sucesión de sedimentos terciarios predominantemente marinos, ocultos por un sistema de abanicos aluviales cuaternarios que orlan la cordillera.

La estructura más destacada de la cordillera es la Zona de Falla Septentrional, que con dirección ESE-ONO establece su límite con la cuenca del Cibao. Está integrada por diversas fallas, destacando las de Jacagua y la del Frente Montañoso. Junto a ellas hay que destacar las del Río Grande y del Río Bajabonico, de sur a norte. Además de estos desgarres principales, se reconocen otros que limitan los afloramientos del sustrato ígneo-metamórfico, así como una densa red de fracturación que afecta a los materiales neógenos.

La historia geológica de la región se remonta al Cretácico Superior, en un contexto de arco insular relacionado con la convergencia de las placas Norteamericana y del Caribe. A comienzos del Terciario se produciría un cambio en la cinemática de las placas, pasando a converger de forma oblicua. De esta forma, la deformación pasó a resolverse mediante desgarres de orientación ESE-ONO predominante, con creación de cuencas rellenas por importantes aportes turbidíticos durante el Paleógeno-Mioceno Inferior. La elevación del macizo de Río San Juan en el Mioceno fue seguida por un episodio de destrucción del relieve y el posterior desarrollo de una amplia cuenca marina que rodearía al macizo. Desde finales del Plioceno, la región ha seguido una tendencia ascendente continua, mucho más acusada en la cordillera, con la consiguiente y paulatina retirada del mar, siendo su resultado más reciente la sucesión de abanicos aluviales que cubren la cuenca del Cibao.

ABSTRACT

The 1:50.000 Salcedo Sheet (6174-III) is located in north-central sector of the Dominican Republic in the limit area between the Cordillera Septentrional and the Cibao Basin, located in northern and southern sectors, respectively.

In the Sheet, the Cordillera Septentrional shows a wide and varied stratigraphic sequence. Older materials are Cretaceous igneous-metamorphic rocks of Rio San Juan massif, outcropping in the eastern sector. Southern foothills of the mountains are composed of thick turbiditic sequences of rhythmic shale and sandstone, corresponding to the La Toca and Las Lavas (Pocilguita Mb) Fms., assigned to Oligocene-Miocene times. In the eastern sector, over previous sets rest unconformably the continental Conglomerados de La Piragua unit, attributed to Middle Miocene. Tertiary series. Unconformably arranged on the previous units, in the northern sector lie the turbiditic limestone-marl of Villa Trina Fm, on which are the platform limestone Los Haitises Fm, crowning the main regional reliefs, having been deposited together during the Middle Miocene-Pleistocene.

The Cibao basin is filled by a thick sequence of predominantly marine Tertiary sediments, hidden by Quaternary alluvial fan system that fringe the Cordillera Septentrional.

Septentrional Fault Zone is the main structure of the range, with a ESE-WNW direction and setting the limit with the Cibao basin. It consists of several strike-slip faults, highlighting Jacagua and Mountain Front faults. Also we should mention the Rio Grande and Rio Bajabonico faults. Other faults limit the igneous-metamorphic outcrops and a dense fracture network affects to Neogene materials.

Geological history dates from Late Cretaceous, in an island arc context related to the American and Caribbean plates convergence. At Early Tertiary would be a change in the plate kinematics, going to converge obliquely. Thus, the strain became resolved by ESE-WNW strike-slip faults, with major basins creation, filled by turbiditic sediments during the Paleogene-Miocene times. The Rio San Juan massif uplift in the Miocene was followed by a relief destruction episode and a large marine basin development, surrounding the massif. Since late Pliocene, region has followed a continuous upward

trend, more pronounced in the Cordillera Septentrional, with the sea simultaneous kickback and sedimentation of alluvial fans in the Cibao basin.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	12
1.1. Metodología	12
1.2. Situación geográfica	15
1.3. Marco geológico.....	19
1.4. Antecedentes	22
2. ESTRATIGRAFÍA	25
2.1. Complejo ígneo-metamórfico de Río San Juan	25
2.1.1. Unidad de La Cuaba.....	26
2.1.1.1. Gneises máficos de La Cuaba (1). Anfibolitas y esquistos máficos de grano fino, metagabros y dioritas con hornblenda.....	26
2.1.2. Batolito del Río Boba.....	27
2.1.2.1. Gabros y gabro-noritas (2)	28
2.1.2.2. Gabros, dioritas y tonalitas de grano fino (3).....	29
2.2. Cenozoico	29
2.2.1. Oligoceno-Mioceno Inferior	30
2.2.1.1. Fm Las Lavas. Mb La Pocilguita (4). Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. Oligoceno-Mioceno Inferior P ₃ -N ₁ ¹	30
2.2.1.2. Fm La Toca. (5) Conglomerados. (6) Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. Oligoceno-Mioceno Inferior P ₃ -N ₁ ¹	32
2.2.2. Mioceno Medio-Pleistoceno	35
2.2.2.1. Conglomerados de La Piragua (7). Conglomerados, arcillas rojas y arenas. Mioceno Medio N ₁ ²	36
2.2.2.2. Fm Villa Trina. (8) Margas con intercalaciones de calizas. Mb La Piedra (9) Calizas y margas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior N ₁ ³ N ₂ ¹	37
2.2.2.3. Fm Los Haitises (10). Calizas arrecifales y calizas. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior N ₂ ² -Q ₁	39
2.2.3. Cuaternario.....	41
2.2.3.1. Abanicos aluviales (11). Gravas, lutitas y arenas. Pleistoceno-Holoceno Q ₃₋₄	42
2.2.3.2. Terraza media (12). Terraza baja (15). Gravas, arenas y lutitas. Pleistoceno Superior-Holoceno Q ₃₋₄	43
2.2.3.3. Deslizamiento (13). Lutitas, cantos y bloques. Pleistoceno-Holoceno Q ₃₋₄	44
2.2.3.4. Fondo de dolina o uvala (14). Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno Q ₂₋₄	44

2.2.3.5.	Llanura de inundación (16). Lutitas, arenas y gravas. Holoceno Q ₄ ..	45
2.2.3.6.	Laguna (17). Lutitas. Holoceno Q ₄	45
2.2.3.7.	Coluvión (18). Bloques, cantos y arcillas. Holoceno Q ₄	45
2.2.3.8.	Fondo de valle (19). Gravas, arenas y lutitas. Holoceno Q ₄	46
3.	PETROLOGIA	47
3.1.	Descripción de los materiales	47
3.1.1.	Unidad de La Cuaba.....	47
3.1.1.1.	Metagabros y metadioritas bandeadas	47
3.1.1.2.	Metagabros bandeados con pargasita	48
3.1.1.3.	Anfibolitas	49
3.1.2.	Batolito del Río Boba.....	49
3.1.2.1.	Gabronoritas, gabros y dioritas bandeadas, con óxidos de Fe-Ti, y metagabronoritas foliadas.....	49
3.1.2.2.	Gabro-dioritas hornbléndicas, dioritas y tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, foliadas	50
3.2.	Metamorfismo	51
3.3.	Geoquímica.....	53
3.3.1.	Unidad de La Cuaba.....	53
3.3.2.	Batolito del Río Boba.....	57
3.3.2.1.	Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel.....	60
3.3.2.2.	Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.....	61
3.3.2.3.	Interpretación.....	63
3.4.	Geocronología	64
4.	TECTÓNICA	66
4.1.	Contexto geodinámico y estructura general de la región.....	66
4.1.1.	Estructura de la Cordillera Septentrional en la región	67
4.1.2.	Estructura de la Cuenca del Cibao en la región	69
4.2.	Estructura de la Hoja de Salcedo y cronología de la deformación	71
4.2.1.	Deformación D1.....	71
4.2.2.	Deformación D2.....	72
4.2.3.	Deformación D3.....	73
5.	GEOMORFOLOGÍA.....	76
5.1.	Análisis geomorfológico	76
5.1.1.	Estudio morfoestructural.....	76
5.1.1.1.	Formas estructurales.....	76
5.1.2.	Estudio del modelado	79

5.1.2.1.	Formas gravitacionales	79
5.1.2.2.	Formas fluviales y de escorrentía superficial	80
5.1.2.3.	Formas lacustres y endorreicas	82
5.1.2.4.	Formas originadas por meteorización química.....	82
5.1.2.5.	Formas poligénicas	83
5.2.	Evolución e historia geomorfológica	83
5.3.	Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico.....	85
5.3.1.	Actividad sísmica.....	86
5.3.2.	Tectónica activa.....	88
5.3.3.	Actividad asociada a movimientos de laderas.....	90
5.3.4.	Actividad asociada a procesos de erosión	91
5.3.5.	Actividad asociada a procesos de inundación y sedimentación.....	91
5.3.6.	Actividad asociada a litologías especiales	92
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	93
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	95
7.1.	Hidrogeología.....	95
7.1.1.	Climatología e hidrología.....	95
7.1.2.	Hidrogeología	95
7.2.	Recursos minerales	98
7.2.1.	Rocas Industriales	98
7.2.1.1.	Descripción de las Sustancias.....	100
7.2.2.	Potencial minero.....	100
7.2.2.1.	Rocas Industriales	100
8.	LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	101
8.1.	Relación de los L.I.G.....	101
8.2.	Descripción de los Lugares.....	101
9.	BIBLIOGRAFÍA.....	107

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPESA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la mayor parte del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1.1):

Zona Norte:

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

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

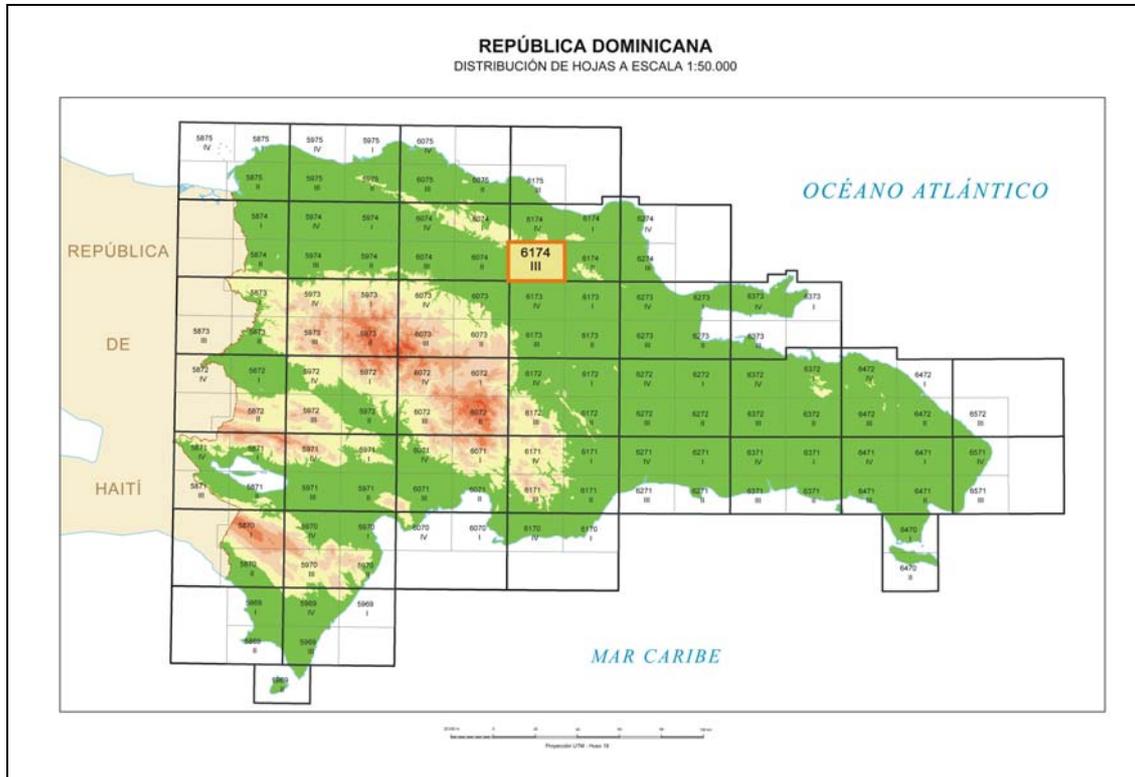


Fig. 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Salcedo (6174-III)

Zona Sureste:

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

Zona Sur:

- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- Baní (Nizao, 6170-I; y Baní, 6170-IV)

Zona Suroeste:

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

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

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Salcedo se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes, ha sido de gran utilidad el Mapa de Gradiente vertical de la República Dominicana (Fig. 1.2).

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente a escala 1:100.000 (Salcedo, 6174).

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

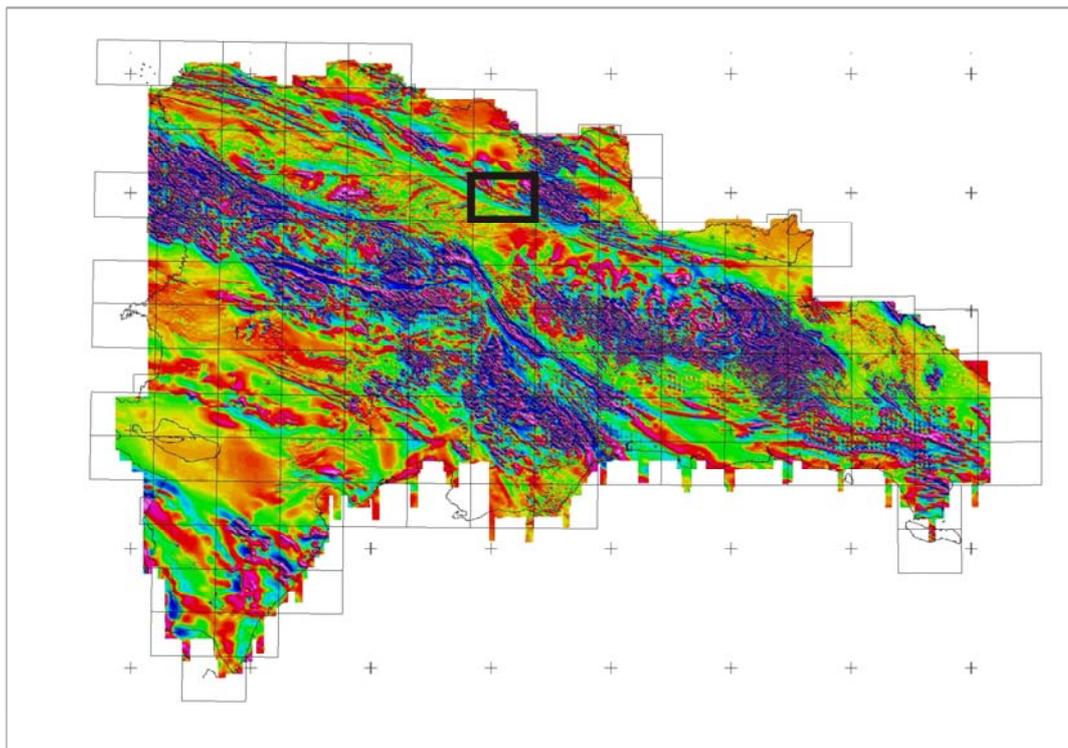


Fig. 1.2. Mapa de Gradiente vertical de la República Dominicana (Ayala *et al.*, *in press*)

1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Salcedo (6174-III) se encuentra situada en el sector centro-septentrional de la República Dominicana, al este de Santiago. Su sector suroriental pertenece a la provincia de Duarte, concretamente al municipio de San Francisco de Macorís, en tanto que el sector occidental (municipios de Moca y Cayetano Germosén) y una pequeña porción del septentrional (municipio de Gaspar Hernández), se incluyen en la provincia de Espaillat. El resto, constituyente de aproximadamente la mitad del territorio de la Hoja, pertenece a la provincia de Salcedo (municipios de Salcedo, Tenares y Villa Tapia), excepción hecha de dos pequeñas porciones del extremo suroccidental, pertenecientes a la de La Vega (municipio de Concepción de La Vega). Su fisiografía queda definida por su ubicación a caballo de la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao, dos de los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (Fig. 1.3).

La Cordillera Septentrional es una alineación montañosa de dirección ESE-ONO que se extiende con una anchura cercana a 40 km a lo largo de unos 200 km, entre Monte Cristi y Nagua (Fig. 1.4). Incluye dominios de características netamente contrastadas, alcanzando su máxima altitud en el pico Diego de Ocampo (1.249 m). Debido al

destacado carácter tectónico de su límite meridional, muestra una marcada asimetría, con una vertiente sur reducida y de elevadas pendientes, y una vertiente norte muy extensa, cuya superficie envolvente posee una pendiente baja.

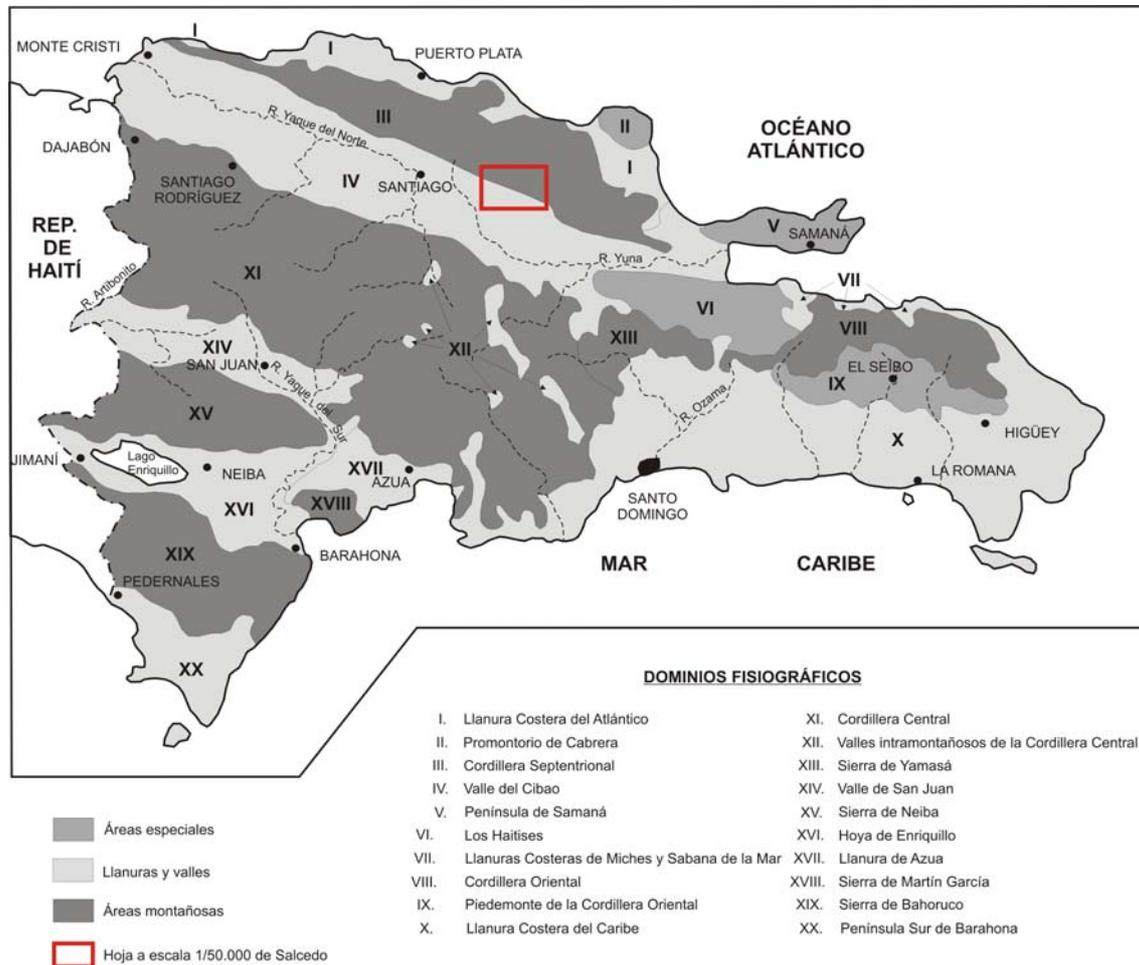


Fig. 1.3. Esquema de situación de la Hoja de Salcedo en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (De la Fuente, 1976, modificado)

En la mitad occidental de la Hoja de Salcedo se adapta fielmente a dicha fisonomía, con una vertiente meridional que pasa desde los 967m de la loma El Mogote (cerro de Las Antenas), máxima elevación de la Hoja, hasta los 250 m en su confluencia con el Valle del Cibao; por el contrario, la vertiente septentrional se configura como una plataforma basculada hacia el norte, a modo de superficie estructural, que en el sector de la loma El Peñón está integrada por la cumbre de una multitud de cerros (*hums* o *haitises*) entre los que se intercala una densa red de dolinas, configurando un espectacular relieve en “caja de huevos” (*cockpits*). Por lo que respecta al sector oriental, muestra una fisonomía totalmente diferente, estando dominado por la depresión de Canete, donde se pierde la fisonomía como cordillera, recuperada en los

extremos oriental y nororiental, correspondientes a las estribaciones del macizo de Río San Juan (Fig. 1.5).

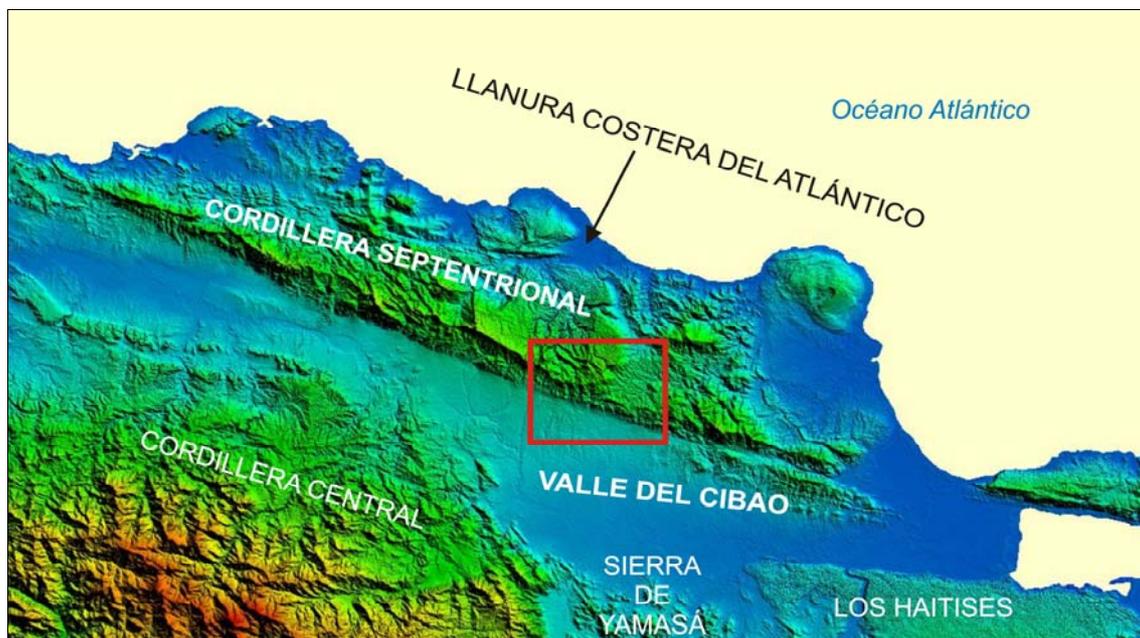


Fig. 1.4. Modelo digital del terreno de la Cordillera Septentrional y del Valle del Cibao

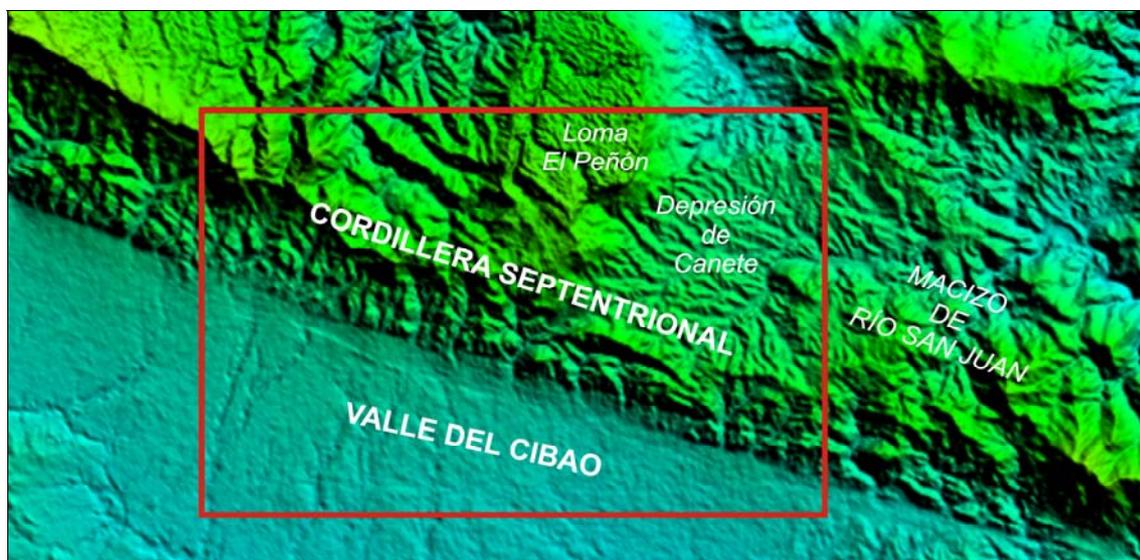


Fig. 1.5. Dominios fisiográficos en el ámbito de la Hoja de Salcedo

El Valle del Cibao es una notable depresión que se extiende a lo largo de 240 km, entre las bahías de Monte Cristi (O) y Samaná (E). Su límite norte, con la Cordillera Septentrional, posee carácter neto y rectilíneo, en tanto el meridional, con la Cordillera Central, la sierra de Yamasá y la región de Los Haitises, es más sinuoso. En su sector central se encuentra su máxima elevación (175 m), que actúa como divisoria entre dos

de las principales cuencas fluviales del país, las de los ríos Yaque del Norte (O) y Yuna (E).

Ocupa los sectores meridional y occidental de la Hoja, configurando una espectacular planicie que desciende muy suavemente desde el borde de la Cordillera Septentrional hacia el sur, hasta cotas cercanas a 120 m.

La red de drenaje está integrada por una densa red de ríos y arroyos, en algunos casos profundamente encajados en la cordillera, donde es preciso resaltar los ríos Jamao, que recoge los drenajes del sector noroccidental, y Boba, que discurre por el sector oriental antes de penetrar en el macizo de Río San Juan. La vertiente meridional también está surcada por una densa red de ríos y arroyos de elevada pendiente que disminuye de forma notable al penetrar en el Valle del Cibao; entre ellos cabe destacar los ríos Cenoví y Bacuí.

Los principales rasgos morfodinámicos de la Hoja son la notable acción erosiva y sedimentaria de la red fluvial, la inestabilidad de las vertientes elaboradas sobre la Fm Villa Trina y la intensa meteorización química de los afloramientos calcáreos de la Fm Los Haitises y el Mb La Piedra, así como de los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan.

La región posee un típico clima tropical (De la Fuente, 1976), suavizado por su carácter insular, observándose importantes variaciones entre la cordillera y el valle. Así, las temperaturas medias aumentan de noreste a suroeste desde 22 a 26° C, en tanto que las precipitaciones lo hacen en sentido contrario, desde 1.300 hasta 2.000 mm/año; es frecuente la llegada de tormentas tropicales y huracanes, especialmente concentrados entre septiembre y octubre, observándose variaciones estacionales ligeras, siendo algo más acusadas las diarias.

La vegetación es de tipo bosque muy húmedo subtropical en la cordillera y de tipo bosque húmedo subtropical en el valle, con existencia de pastos y extensos cultivos en éste.

Sus habitantes se encuentran muy desigualmente repartidos, concentrándose principalmente en el Valle del Cibao y muy especialmente a lo largo de la carretera Nagua-Santiago, donde se encuentran Salcedo y Tenares, sus principales núcleos de población; además, no debe olvidarse que el sector oriental se encuentra bajo el

ámbito de influencia de San Francisco de Macorís y el occidental, bajo el de Moca. La densidad de población se reduce notablemente en la cordillera, aumentando especialmente en el ámbito de las carreteras Tenares-Gaspar Hernández y Moca-José Contreras. La principal actividad de la población se relaciona con la agricultura, existiendo cierto desarrollo de la ganadería, así como del sector industrial y de servicios en el ámbito de la primera carretera citada.

La red de comunicaciones es muy desigual, constituyendo sus principales elementos las carreteras señaladas. En cualquier caso, los desplazamientos son sencillos en el Valle del Cibao merced a la multitud de pistas y carreteras existentes, adquiriendo una dificultad sensiblemente superior en la cordillera, donde las vías de comunicación son más precarias, consistiendo en una desigual red de pistas, caminos y sendas, existiendo algunas zonas prácticamente inaccesibles.

1.3. Marco geológico

La Hoja de Salcedo refleja en buena medida las características geológicas de los dos dominios representados en ella, la Cordillera Septentrional y la cuenca del Cibao, coincidentes con los dominios fisiográficos del mismo nombre (Fig. 1.6).

La Cordillera Septentrional conforma, junto con la Península de Samaná, un dominio geológico bien diferenciado del resto de La Española, al concurrir en él procesos directamente relacionados con la evolución del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana. El borde meridional de la cordillera está definido por la falla Septentrional, accidente geodinámico de primer orden que la pone en contacto con los depósitos cenozoicos de la cuenca del Cibao. Dentro de la cordillera se reconocen tres conjuntos de rocas de origen muy diferente:

- Complejos de rocas metamórficas de alta presión, rocas ultrabásicas (generalmente asociadas a mélanges) y gneises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional relacionado con la convergencia del arco volcánico caribeño y el continente americano; se reconocen principalmente en la parte norte del dominio y están representados por los complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná.

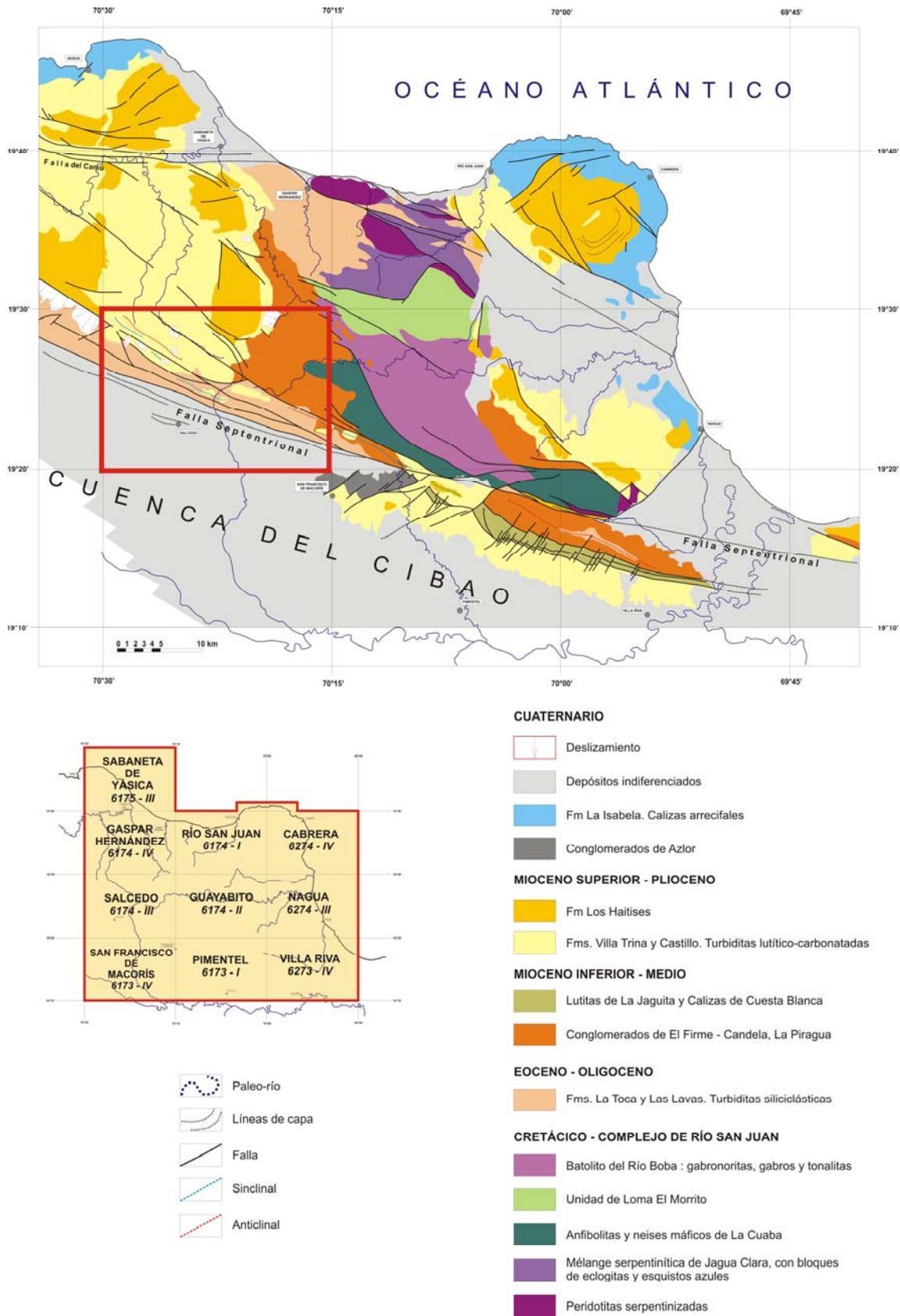


Fig. 1.6. Esquema geológico de la mitad oriental de la Cordillera Septentrional

- Pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcano-derivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte del edificio del arco isla de la República

Dominicana; se reconocen en la parte meridional, siempre al sur de la falla del Camú y están representados por los complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García.

- Rocas cenozoicas, constituidas por potentes sucesiones sedimentarias, mayoritariamente de origen marino, que registran la historia geológica de la región desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días; se disponen discordantemente sobre los complejos de basamento anteriormente mencionados, que ejercen un cierto control paleogeográfico sobre ellas hasta el Mioceno Medio, a partir del cual poseen unas características más o menos uniformes a lo largo de toda la cordillera.

Buena parte de la estructuración previa al Mioceno Superior, en la que los complejos ígneo-metamórficos coinciden con estructuras anticlinoriales más o menos apretadas entre las que se disponen potentes series turbidíticas paleógenas, configurando sinclinatorios, queda fosilizada por los materiales margoso-calizos de las Fms. Villa Trina y Los Haitises. Éstos se distribuyen ampliamente por la cordillera y constituyen los mejores indicadores de la deformación reciente, mostrando a grandes rasgos un basculamiento general hacia el norte debido a la componente de salto vertical de la falla Septentrional, de forma que el techo de la segunda formación configura una gran cuesta, intensamente meteorizada y dislocada por fallas de entidad menor.

Pese a que a finales del Terciario la cordillera habría adquirido en buena medida su estructuración actual, aún no habría alcanzado su fisonomía de gran sistema montañoso, estando reducida a una serie de isleos que sobresaldrían en una extensa cuenca marina en la que se depositó la Fm Villa Trina; la progresiva elevación de la región, favorecida por la actividad de la falla Septentrional, provocó el paso de los ambientes de talud-cuenca a los de plataforma carbonatada de la Fm Los Haitises y finalmente, el retroceso de los complejos arrecifales de ésta hasta su posición actual.

Por lo que respecta a la cuenca del Cibao, constituye una profunda depresión rellena por una sucesión sedimentaria de origen marino depositada en el intervalo Oligoceno-Plioceno, que podría superar los 4.000 m de espesor en su sector central. A finales del Terciario constituía un corredor marino dispuesto entre las cordilleras Septentrional y Central, ascendiendo progresivamente hasta su emersión total. La mayor parte de la cuenca queda oculta por depósitos cuaternarios, cuya distribución guarda una asimetría ligada a la de sus límites geográficos. Así, el borde septentrional, de carácter

rectilíneo debido a la actividad de la falla Septentrional, manifiesta un alto dinamismo reflejado mediante una orla continua de abanicos aluviales y piedemontes, con frecuencia afectados por fallas activas. Por el contrario, la sinuosidad del borde meridional refleja su inactividad y su retroceso debido a la acción erosiva de los principales cursos fluviales.

En el ámbito de la Hoja, la estructura geológica de la cordillera muestra dos estilos sensiblemente diferentes. Por una parte, los materiales ígneo-metamórficos cretácicos del macizo de Río San Juan y las potentes sucesiones turbidíticas paleógenas de las Fms. La Toca y Las Lavas se estructuran a favor de los desgarres ESE-ONO, configurando bandas de idéntica orientación. Por otra, los depósitos continentales de los Conglomerados de La Piragua y los marinos neógenos de las Fms. Villa Trina y Los Haitises, se disponen discordantemente sobre los anteriores, mostrando un suave basculamiento hacia el NNE.

Por lo que respecta al relleno sedimentario de la cuenca del Cibao, la información geofísica denuncia una estructura de pliegues y fracturas ocultos bajo un tapiz de depósitos cuaternarios.

1.4. Antecedentes

Aunque los trabajos geológicos pioneros en la República Dominicana se remontan a la época del descubrimiento de América, el conocimiento actual se sustenta principalmente en el notable impulso que se produjo entre las décadas de los años sesenta y ochenta del pasado siglo, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Nagle (1966), relativa a la geología del sector de Puerto Plata; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Evans (1986), que aborda la estratigrafía y la sedimentología del Valle del Cibao; Boisseau (1987), que precisa la estructura del flanco nororiental de la Cordillera Central; Mercier de Lepinay (1987), ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla para establecer su interpretación geodinámica; Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores; y De Zoeten (1988), acerca de la estratigrafía y la estructura de la Cordillera Septentrional.

Excepción hecha de la última tesis, son más específicas de la Cordillera Septentrional las aportaciones estratigráficas y tectónicas de Eberle *et al.* (1982). Igualmente, dentro de la auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española que supuso la interesante monografía de Mann *et al.* (1991a) para la Sociedad Geológica de América, y que constituye un documento básico para trabajos posteriores, diversos artículos abordan de forma específica aspectos estratigráficos y estructurales de la cordillera, como los de: Mann *et al.* (1991b), que tratan los principales rasgos geodinámicos; Draper y Nagle, que establecen la estratigrafía de la región de Río San Juan y proponen su historia geológica; Dolan *et al.*, que abordan la estratigrafía, sedimentología y tectónica del cinturón de El Mamey, en el contexto de las cuencas paleógenas de La Española y Puerto Rico; y De Zoeten y Mann, que inciden en la estructura del sector central de la cordillera. Igualmente, Edgar aborda la estructura y la evolución geológica de la cuenca del Cibao, y Winslow *et al.* tratan la estructura del Ridge de San Francisco, dominio estructural adyacente al límite oriental de la Hoja.

El volumen anterior va acompañado de una notable cartografía de síntesis a escala 1:150.000 (De Zoeten *et al.*, 1991), siendo preciso destacar también como documento cartográfico de síntesis el mapa a escala 1:250.000 efectuado por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

La evidente actividad neotectónica y sísmica de la región ha sido objeto de múltiples publicaciones, teniendo su primera referencia importante en el trabajo de Mann *et al.* (1984), en el contexto del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana. Posteriormente, cabe destacar los trabajos de Calais *et al.* (1989, 1992), así como los incluidos en el volumen monográfico editado por la Sociedad Geológica de América (Dolan y Mann, 1998) centrado en el límite septentrional de la placa del Caribe, siendo de especial interés para la zona de estudio el trabajo de Mann *et al.*, que aborda de forma exhaustiva diversos aspectos relacionados con la falla Septentrional.

Como resultado de todos los trabajos previos, la Sociedad Geológica de América (Mann *et al.*, 1999) organizó una excursión de campo por la Cordillera Septentrional, a fin de dar a conocer aspectos relacionados con el límite entre las placas citado, cuyo resumen se incluye en la guía de campo correspondiente.

Los conocimientos acumulados durante las décadas anteriores fueron reforzados por datos concretos del desplazamiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana, obtenidos mediante GPS (DeMets, 2000) y que han constatado el movimiento diferencial de bloques o “microplacas” dentro de La Española (Mann *et al.*, 2002).

Entre los trabajos más recientes es preciso señalar las monografías elaboradas a partir de la información acumulada en los anteriores proyectos del Programa SYSMIN, concretamente la de Pérez-Estaún *et al.* (2002), relacionada con el Proyecto C, desarrollado fundamentalmente en la Cordillera Central, y la de Pérez-Estaún *et al.* (2007), relacionada con los proyectos K y L, desarrollados básicamente en las cordilleras Central y Oriental, las sierras de Bahoruco y Neiba y las cuencas de Enriquillo y del Cibao.

Debido a las características geológicas de la zona, de notable interés para la elaboración de la Hoja fueron los informes elaborados dentro del presente proyecto por Braga (2010), que aborda la estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las formaciones arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana, y por Pérez Valera y Abad de los Santos (2010), centrado en la estratigrafía y sedimentología de los materiales del Paleógeno y Mioceno; ambos incluyen referencias concretas a la Hoja de Salcedo.

En cuanto a los estudios de índole geomorfológica, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro *Geografía Dominicana* (De la Fuente, 1976), que además de aportar una abundante cantidad de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo.

Por último, dentro del Programa SYSMIN y con carácter general en relación al ámbito dominicano, es preciso señalar los trabajos relativos a geofísica aeroportada (CGG, 1997) y a aspectos sísmicos (Prointec, 1999) e hidrogeológicos (Acuater, 2000; Eptisa, 2004).

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja a escala 1:50.000 de Salcedo afloran dos grupos de materiales netamente contrastados, tanto por su origen y composición, como por su estructura:

- Materiales ígneos y metamórficos, constituyentes del macizo de Río San Juan y aflorantes exclusivamente en los extremos oriental y nororiental de la Hoja. Se relacionan con procesos de subducción cretácicos, consistiendo su estructura interna en un apilamiento imbricado de láminas integradas por rocas de alta presión.
- Materiales sedimentarios cenozoicos, que constituyen la mayor parte de la superficie de la Hoja. Se disponen discordantemente sobre los anteriores, integrando una potente sucesión en la que se reconocen diversos conjuntos depositados en contextos variados, pero predominantemente marinos.

2.1. Complejo ígneo-metamórfico de Río San Juan

De acuerdo con Draper y Nagle (1991), en el Complejo de Río San Juan se han distinguido cartográficamente diversas unidades litológicas que constituyen el basamento regional, frecuentemente separadas entre sí por zonas de falla de gran escala; de norte a sur son: Serpentinitas de Gaspar Hernández, Mélange Serpentinítica de Jagua Clara, Esquistos de Hicotea, Unidad de El Morrito, Batolito del Río Boba y Unidad de La Cuaba, de las que tan sólo las dos últimas afloran en la Hoja. Su reducida extensión y la deficiente calidad de sus afloramientos en ella, han aconsejado su descripción en base a sus características en la vecina Hoja Guayabito (6174-II), donde afloran de forma mucho más notable.

La Unidad de La Cuaba y el Batolito del Río Boba constituyen el sector meridional del Complejo de Río San Juan, configurando una banda de dirección general NO-SE a ESE-ONO, limitada al norte por el contacto intrusivo del Batolito del Río Boba y al sur por la Zona de Falla Septentrional, en tanto que al este y al oeste está recubierta por los Conglomerados de La Piragua, del Mioceno Medio.

2.1.1. Unidad de La Cuaba

Draper y Nagle (1991) propusieron un protolito máfico de origen cortical oceánico para la Unidad de La Cuaba. Más recientemente, se han establecido tres conjuntos dentro de esta unidad (Abbott *et al.*, 2007), que de oeste a este son: (1) Esquistos y gneises de grano fino con hornblenda, (2) Gneises con hornblenda, y (3) Metadioritas con granate de grano grueso. En base a estudios petrológicos detallados, se ha sugerido que toda la Unidad de La Cuaba constituye un terreno de muy alta presión (Abbott *et al.*, 2005, 2006, 2007); según estos autores, el segundo conjunto es retrógrado desde la facies eclogítica e incluye rocas ultramáficas con granate de muy alta presión, algunas con asociaciones minerales poco comunes, como la de granate+espinela+corindón.

Los nuevos datos recopilados durante la realización de las Hojas a escala 1:50.000 de Guayabito (6174-II), Pimentel (6173-I) y Villa Riva (6273-IV), han permitido establecer que la Unidad de La Cuaba está compuesta por varias subunidades estructurales, con sentido tectonometamórfico, cuyo orden desde los niveles estructurales bajos a los altos es: (1) Peridotitas masivas serpentinizadas y serpentinitas foliadas de El Helechal; (2) Metacumulados ultramáficos, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate; (3) Ortogneises bandeados y foliados máfico-intermedios (metagabros y metadioritas) de grano medio-grueso, frecuentemente con segregaciones leucocráticas concordantes con hornblenda, y ortogneises basales blastomiloníticos/miloníticos; (4) Anfibolitas con granate y metagabros bandeados de grano medio-grueso subordinados, frecuentemente con granate; (5) Anfibolitas y esquistos máficos de grano fino con anfíbol cálcico y, en ocasiones, epidota. De ellas, tan sólo la tercera unidad aflora en la Hoja de Salcedo.

2.1.1.1. Gneises máficos de La Cuaba (1). Anfibolitas y esquistos máficos de grano fino, metagabros y dioritas con hornblenda

Sus afloramientos se restringen al sector oriental, configurando la moderada elevación de loma Viquiny, donde afloran deficientemente, excepto en los taludes labrados por el río Boba. En la Hoja de Guayabito definen un antiforme que parece prolongarse por la citada loma. Su límite septentrional coincide con un desgarre de dirección ESE-ONO que pone en contacto la unidad con los Conglomerados de La Piragua, conjunto detrítico que se dispone sobre la unidad en sus límites occidental y meridional; la intensa argilización que afecta a la unidad hace que en algunos casos sea difícil su

diferenciación con respecto a dicha unidad detrítica. En los afloramientos de la Hoja se reconocen principalmente anfibolitas y metagabros y metadioritas bandeados.

Las anfibolitas poseen carácter bandeado, reconociéndose Mg-hornblenda, epidota y rutilo; aparecen como rocas máficas de grano fino. En función del desarrollo del bandeado pueden clasificarse como esquistos máficos.

Los metagabros y las metadioritas bandeados constituyen rocas máficas de grano medio a grueso, color verdoso y estructura variablemente gnéisica, migmatítica o foliada, en función del mayor o menor desarrollo de un bandeado composicional verde-blanco, de segregación tectonometamórfica o migmatítica, y de la fábrica penetrativa plano-linear, Sp-Lp; a la definición del bandeado contribuyen inyecciones leucocráticas concordantes, tonalítico-trondhjemíticas. El protolito corresponde a una roca ígnea gabroica, de la que se han preservado clinopiroxeno diopsídico y plagioclasa muy anortítica como porfiroclastos. Probablemente, se trata de metagabros o metagabronoritas metamorfizados y rehidratados.

Algunos metagabros contienen pargasita, clinopiroxeno y epidota, correspondiendo igualmente a rocas máficas de grano medio a grueso y color verde oscuro, con una fábrica planar, Sp, relativamente poco penetrativa. Sus texturas granonematoblásticas, porfiroblásticas y pseudomórficas carecen de una clara orientación mineral preferente, por lo que parecen haber preservado transformada la textura ígnea. En algunos casos, exhiben segregaciones leucocráticas concordantes de tipo estromático. Como minerales principales poseen pargasita-edenita-hornblenda, epidota/clinozoisita, clinopiroxeno, oligoclasa/albita y mica blanca fengítica, con rutilo, ilmenita, esfena y opaco, como accesorios. Se trata de una blastesis estática y pseudomórfica.

En la Hoja de Guayabito, un zircón de un leucogabro con granate foliado ha proporcionado una edad de 90,1 Ma (Turoniano) y una leucotonalita, 85 Ma (Santoniano) por el método U-Pb. De ello se deduce que la Unidad de La Cuaba se generó en relación con los procesos de subducción acontecidos durante el Cretácico Superior en el límite entre las placas Norteamericana y Caribeña.

2.1.2. Batolito del Río Boba

Es un complejo plutónico/metaplutónico constituido esencialmente por tres series o conjuntos ígneos: (1) Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela, (2)

Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel, y (3) Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá. De ellas, el primero no aparece representado en la Hoja, en tanto que los dos restantes afloran exigua y deficientemente en el extremo nororiental, mostrando mejores y más extensos afloramientos en la Hoja de Guayabito (6174-II).

Las tres series citadas forman un potente apilamiento de lacolitos imbricados, variablemente deformados en condiciones de las facies granulítica de presión media/baja y anfibolítica. El primer conjunto está constituido por cumulos ultramáficos de alternancias centimétrico-métricas de dunitas, wherlitas y websteritas, y gabronoritas, gabros olivínicos y gabros hornbléndicos de grano grueso, tanto modalmente bandeados (cumulos) como foliados y coroníticos (metagabronoritas y metagabros). El segundo conjunto está formado por gabronoritas, gabros y dioritas con óxidos de Fe-Ti de grano fino, magnéticos, y generalmente melanocráticos, tanto bandeados como foliados (metagabronoritas y metagabros). El tercer conjunto es intrusivo en los dos anteriores y está compuesto por cuarzo-gabros y dioritas de grano medio con hornblenda, junto con tonalitas, trondhjemitas y cuarzo-dioritas con hornblenda foliadas.

Para Eberle *et al.* (1982) y Draper y Nagle (1991), este batolito está formado 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. Draper y Nagle (1991) describen un contacto intrusivo en relación con la Unidad de La Cuaba en su borde meridional y un contacto por falla de desgarre con los Esquistos de Puerca Gorda, en el septentrional, relaciones visibles en la citada Hoja y que para estos autores 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 dichos autores no señalan el mecanismo mediante el cual tuvo lugar este proceso.

2.1.2.1. Gabros y gabro-noritas (2)

Aparecen exclusivamente en un pequeño afloramiento localizado en el extremo nororiental de la Hoja, correspondiente a las Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel, en el que la argilización impide cualquier tipo de observación sobre

la roca original. No obstante, afloran con mayor extensión hacia el sureste, en la vecina Hoja de Guayabito (6174-II).

Se trata de gabronoritas, gabros y dioritas de grano fino con óxidos de Fe-Ti, magnéticos y generalmente melanocráticos, tanto bandeados como foliados (metagabronoritas y metagabros). Una datación de la unidad de La Manaclá ha proporcionado una edad comprendida entre $90,1 \pm 0,2$ Ma y $92,0 \pm 7,4$ Ma (Turoniano), edad que pone límite superior a la presente unidad.

2.1.2.2. Gabros, dioritas y tonalitas de grano fino (3)

Afloran exclusivamente en el ámbito de la loma Los Limones, donde presentan una deficiente calidad para su observación al encontrarse afectados por una intensa argilización. Corresponden a la unidad de Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá, separada al noreste de la unidad de Martel por un desgarre, en tanto que al suroeste desaparece bajo los Conglomerados de La Piragua.

Incluye gabros hornbléndicos de tonos gris-verdosos, grano medio a grueso y variablemente bandeados modalmente o foliados, relacionados cartográficamente con intrusiones diorítico-tonalíticas, no apareciendo deformadas a alta temperatura; también se reconocen tonalitas y dioritas heterogranulares, variablemente foliadas y con abundante hornblenda. Intruyen concordantemente en las anfibolitas de La Cuaba. Una muestra de gabro-diorita hornbléndica a tonalita tomada en la Hoja de Guayabito ha proporcionado una edad comprendida entre $90,1 \pm 0,2$ y $92,0 \pm 7,4$ Ma (Cenomaniano-Coniaciano), indicativa de la actividad magmática de la región durante el Cretácico Superior.

2.2. Cenozoico

Las rocas sedimentarias, que constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja de Salcedo, corresponden a tres grupos principales, en función de sus características estratigráficas y estructurales:

- Sucesiones paleógenas (Oligoceno-Mioceno Inferior) aflorantes con orientación ESE-ONO en la franja central, a favor de importantes desgarres de idéntica orientación.

- Materiales neógenos (Mioceno Medio-Pleistoceno), dispuestos discordantemente sobre el conjunto paleógeno y sobre el basamento, en general con una disposición monoclinal suave.
- Depósitos cuaternarios, que conforman la superficie del Valle del Cibao, además de aparecer dispersos por la Cordillera Septentrional.

2.2.1. Oligoceno-Mioceno Inferior

Las sucesiones paleógenas presentan una clara estructuración a favor de los principales desgarres de la región, de dirección ESE-ONO, que limitan sus afloramientos en buena parte de los casos. Se distinguen dos conjuntos, característicos de la Cordillera Septentrional:

- Mb La Pocilguita de la Fm Las Lavas (unidad 4). Se encuentra limitada por las zonas de falla Septentrional (al sur) y del Río Grande (al norte). Posee su típico y monótono aspecto turbidítico, habiendo sido definida en el sector occidental de la cordillera por De Zoeten (1988) y asignada al Oligoceno-Mioceno Inferior.
- Fm La Toca (unidades 5 y 6). Al igual que la anterior, se trata de una potente y monótona sucesión de naturaleza turbidítica, ampliamente extendida por la cordillera, definida por De Zoeten (1988) en el sector occidental. Allí, posteriormente ha sido objeto de diversos estudios detallados (Dolan *et al.*, 1991), no pudiendo decirse lo mismo del sector oriental, donde tan sólo cabe señalar las referencias de Draper y Nagle (1991), que siguen algunas ideas previas de Eberle *et al.* (1982) y, especialmente, los datos aportados por Pérez Valera y Abad de los Santos (2010) durante la elaboración del presente proyecto.

2.2.1.1. Fm Las Lavas. Mb La Pocilguita (4). Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. Oligoceno-Mioceno Inferior P₃-N₁¹

Aflora como una banda de 1 km de anchura y orientación ESE-ONO, que constituye las estribaciones meridionales de la Cordillera Septentrional en su confluencia con la cuenca del Cibao. Se encuentra limitada en todos los casos por las fallas Septentrional y del Río Grande, lo que impide establecer cualquier tipo de relación directa con otras unidades de la Hoja. Se trata de una potente y monótona sucesión rítmica de

areniscas y lutitas agrupadas en niveles de orden decimétrico, que generalmente aflora deficientemente. Su litofacies y su localización en el contexto de la cordillera han aconsejado su atribución al Mb La Pocilguita de la Fm Las Lavas (De Zoeten, 1988), acorde igualmente con su ubicación en el denominado bloque de Altamira (De Zoeten y Mann, 1991), limitado por las fallas citadas; no obstante, la uniformidad de facies entre las unidades turbidíticas del Grupo El Mamey (Dolan *et al.* 1991) invita a no descartar su pertenencia a la Fm La Toca. En cualquier caso, de acuerdo con el conocimiento estratigráfico previo sobre dichas unidades, la ausencia de niveles de conglomerados en la presente unidad sugiere que los niveles aflorantes son relativamente altos dentro de la formación.

No existe corte alguno representativo de la totalidad de la unidad, aunque sí numerosas exposiciones parciales que señalan su gran monotonía. Entre ellas cabe destacar la del paraje de Los Farallones, cuya sección muestra una alternancia de niveles de orden centimétrico a decimétrico de areniscas medias a finas y lutitas grises, algo laminadas. Las areniscas poseen granoclasificación positiva y composición básicamente volcanoclástica, aunque también algo carbonatada, y confieren al terreno colores ocres. Coloración, estratificación, granulometría y morfología son propiedades que parecen diferir ligeramente de las correspondientes a la Fm La Toca, en la que predominan coloraciones marronáceas, estratificación algo menos planoparalela, granulometría ligeramente más grosera (sin tener en cuenta los niveles de conglomerados) y morfología más abrupta.

Sus niveles presentan base plana neta, en ocasiones con estructuras de muro (*groove cast* y *flute cast*) bien desarrolladas. Forman diversas secuencias métricas estratocrecientes, con predominio de bancos arenosos hacia techo que acaban con niveles de arena amalgamados, con laminación horizontal HFR y bioturbación (*Skolithos*).

Poseen un escaso y en general poco determinativo contenido faunístico integrado por Espículas, Radiolarios y Foraminíferos. En particular, la presencia de *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerinoides* sp., *Eponides* sp., *Cassidulina* sp., *Bulimina* sp., *Cibicides* sp., *Planulina* sp. y *Bolivina* sp., sugiere su pertenencia al Mioceno Inferior, acorde con la atribución previa de la Fm Las Lavas al Oligoceno-Mioceno Inferior (De Zoeten, 1988). De ser correcta dicha asignación temporal, confirmaría que la presente unidad corresponde a los niveles superiores de la Fm Las Lavas. En cualquier caso, ante la precariedad bioestratigráfica existente, se ha respetado la edad Oligoceno-Mioceno Inferior citada.

La unidad posee las características típicas de ambientes turbidíticos, con existencia de lóbulos arenosos producidos por abanicos submarinos, en un contexto de abanico medio-distal (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). Los tramos más potentes de areniscas indican pequeños canales, que se organizan en pequeñas secuencias de progradación correspondientes al avance del abanico submarino. Las areniscas son producidas por corrientes de turbidez de baja densidad, desarrollando secuencias de Bouma parciales, donde aparece fundamentalmente representado el intervalo B de la secuencia. La alternancia de las areniscas con el depósito autóctono (hemipelagitas) obedece a patrones rítmicos, posiblemente controlados por factores alocíclicos a los que se superpondrían, fuera del ámbito de la sección realizada, factores locales, particularmente tectónicos. Desde este punto de vista, las paleocorrientes medidas indican (siempre que no haya habido rotación) que la cuenca tenía una morfología paralela a los sistemas de falla principales (N113°E), por la cual discurrían los sistemas turbidíticos arenosos profundos, una vez llegados a la parte baja de cuenca. Este tipo de sistemas pueden encuadrarse en las denominadas turbiditas confinadas (*confined turbidite systems*, Lomas y Joseph, 2004).

2.2.1.2. Fm La Toca. (5) Conglomerados. (6) Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. Oligoceno-Mioceno Inferior P₃-N₁¹

Se trata de uno de los conjuntos característicos de la Cordillera Septentrional, en concreto, una de las cuatro formaciones de afinidad turbidítica que constituyen el Grupo El Mamey (De Zoeten, 1988); se encuadra en el denominado Bloque de La Toca (De Zoeten y Mann, 1991), limitado por las fallas del Río Grande, al suroeste, y del Camú, al norte. Dentro de la Hoja, configura una franja de dirección ESE-ONO separada al sur del Mb La Pocilguita por la falla del Río Grande.

En general, aflora con deficiente calidad, dando lugar a terrenos de tonos marrones, de morfología definida en mayor medida por la estructura que por la litología. Su mejor lugar de observación se localiza a lo largo de la carretera Tenares-Gaspar Hernández, entre los parajes de El Placer y Callo, donde la unidad conforma un laxo sinclinal. No se observa en ningún caso su base, pero en torno al macizo de Río San Juan, fuera de la Hoja, se apoya discordantemente sobre rocas del sustrato ígneo-metamórfico o sobre la Fm Imbert, mediante un contacto difícilmente observable. Su techo coincide con una discordancia sobre la que se disponen los Conglomerados de La Piragua y la Fm Villa Trina. No es posible establecer su espesor debido a la falta de observación de su base, si bien en el sector occidental de la cordillera se han estimado valores de

1.200 m (Dolan *et al.*, 1991), cifra que en cualquier caso puede considerarse orientativa.

Al norte de Tenares, en la carretera citada, el tramo inferior de la unidad está constituido por un potente nivel de conglomerados (unidad 5) que constituye los mejores afloramientos de la unidad, tal como puede apreciarse por ejemplo en la pista La Joya-El Cigual o en diversas canteras de El Salitre. En la cantera del cerro La Cruz (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010), se trata de un tramo de conglomerados matriz-soportados, de aspecto masivo, con clastos de dos litologías principales: tufitas y carbonatos de tonos grises oscuros y calizas blancas con fauna de plataforma, incluso bastante coralinas. Los cantos son muy redondeados y de tamaño medio centimétrico. Su espesor visible se aproxima a 100 m.

Por encima, se dispone una monótona sucesión rítmica de areniscas y lutitas en niveles de orden decimétrico (unidad 6), que constituye la litofacies característica de la formación, bastante semejante a la del Mb La Pocilguita (unidad 4). En general, se observan lutitas grises, algo laminadas, con intercalaciones de niveles decimétricos a centimétricos de areniscas medias a finas, que en algunas zonas pueden alcanzar 1 m de espesor. Éstas poseen color gris, adquiriendo tonos marronáceos por alteración; muestran granoclasificación positiva, así como una composición litarenítica, básicamente de fragmentos volcánicos, cuarzo metamórfico, feldespatos, micas, carbonatos y serpentinitas. Su espesor visible, que debe tomarse como un valor mínimo, se aproxima a 400 m.

La unidad conglomerática predomina en el sector suroriental, pudiendo llegar a constituir la totalidad aflorante de la formación. Hacia el noroeste disminuye su proporción, hasta el punto de que puede llegar a faltar totalmente. De igual manera, en sectores septentrionales de la región disminuye drásticamente el contenido conglomerático, de manera que la formación está integrada prácticamente por la alternancia lutítico-areniscosa. Esta distribución de litofacies aporta algunos datos sobre las zonas de aporte, reflejando en cualquier caso una paleogeografía sensiblemente alejada de la morfoestructura actual.

En los niveles conglomeráticos del Cerro de la Cruz se aprecia una cierta organización de la unidad, observándose varias secuencias estratocrecientes, que a su vez forman apilamientos cada vez más potentes, hasta terminar con un banco decamétrico

masivo; también se aprecia una mayor abundancia y tamaño de cantos de calizas de plataforma, algunos bastante angulosos.

En las alternancias lutítico-areniscosas, los niveles de areniscas poseen base plana neta, en ocasiones con estructuras de muro de tipo *groove cast* y *flute cast* bien desarrolladas, agrupándose en secuencias métricas estratocrecientes, con predominio de bancos arenosos hacia techo que acaban en niveles de arena amalgamados con laminación horizontal HFR y bioturbación (*Skolithos*).

Poseen un escasísimo contenido fosilífero, generalmente mal conservado y en ocasiones, posiblemente resedimentado, destacando la presencia de *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. y *Globigerinoides* sp., además de Radiolarios. No obstante, la atribución de la Fm La Toca al Oligoceno-Mioceno Inferior por Dolan *et al.* (1991) y en las Hojas vecinas de Río San Juan (6174-I) y Guayabito (6174-II), han aconsejado seguir este criterio.

Todas las características sedimentarias, organización y facies de los niveles de conglomerados apuntan a que se trata de sedimentos depositados en ambientes deltaicos desarrollados en condiciones marinas someras, a partir de materiales previamente transportados por sistemas fluviales. Los procesos sedimentarios mejor representados son los flujos gravitacionales (*debris flows* de alta densidad, *grain flows*) de cantos originados por la llegada de flujos tractivos al frente deltaico, activados y movilizados en el delta por gravedad debido a la propia pendiente del sistema deltaico. La tendencia estratocreciente observada en la mayor parte de los afloramientos reconocidos indica una evolución vertical de dispositivos progradantes lateralmente, reflejando el avance del frente deltaico en un contexto de subsidencia moderada. Se desconoce la dirección de avance del delta, puesto que apenas existen indicadores de paleocorrientes. Por otra parte, su área fuente no aflora actualmente en la región, ya que no se han encontrado las unidades que suministran los cantos, probablemente debido a la actividad tectónica posterior.

En cuanto a los niveles de lutitas y areniscas, la asociación de facies y las características de las mismas permiten interpretar el depósito de la unidad en un contexto turbidítico, con varios subambientes sedimentarios puestos de manifiesto por diversos tipos de procesos de depósito. Predominan las facies turbidíticas de contextos profundos en sentido amplio, con sedimentación producida por corrientes de turbidez de baja densidad que muestran secuencias de Bouma parciales, entre

sedimentos pelágicos, donde esporádicamente llegan flujos muy densos o *debris flow*, producidos por desestabilizaciones en el talud o por entrada de material en cañones submarinos. Localmente, se han reconocido turbiditas de alta densidad que corresponden a los niveles de areniscas más potentes.

2.2.2. Mioceno Medio-Pleistoceno

A diferencia de las unidades paleógenas, los materiales terciarios posteriores a la Fm La Toca poseen una distribución claramente condicionada por la presencia del Macizo de Río San Juan, lo que indica que la elevación de éste para configurarse como un relieve positivo debió producirse en algún momento impreciso del Mioceno Inferior-Medio. Este acontecimiento provocó que sobre la sucesión paleógena plegada se dispusiese discordantemente una serie neógena deformada en menor medida, integrada por tres conjuntos principales:

- Conglomerados de La Piragua (unidad 7). Se trata de un conjunto detrítico dispuesto a modo de orla del macizo de Río San Juan, asignado al Mioceno Medio. Su denominación es debida a la localidad donde se encuentra uno de sus mejores cortes, debiéndose su primera referencia a Eberle *et al.* (1982).
- Fm Villa Trina (unidades 8 y 9). Es una monótona y potente sucesión rítmica de margas con intercalaciones calcáreas, atribuida al Mioceno Superior-Plioceno Inferior. Se extiende ampliamente por la Cordillera Septentrional y fue definida por Vaughan *et al.* (1921) junto a la localidad de José Contreras (anteriormente denominada Villa Trina). Este conjunto margoso intercala niveles calcáreos de naturaleza y envergadura muy diversa asimilables al denominado Mb La Piedra.
- Fm Los Haitises (unidad 10). Constituye una extensa y monótona masa calcárea, atribuida al Plioceno Superior-Pleistoceno y dispuesta sobre el conjunto anterior, que había sido asimilada previamente al Mb La Piedra. No obstante, la Fm Los Haitises de la Cordillera Oriental (Brower y Brower, 1982) presenta similitud de facies y equivalencia temporal (Díaz de Neira y Hernaiz, 2004), lo que sugiere la correlación de ambas, que además presentan una fisonomía muy característica debido a la intensa acción de la dinámica kárstica.

2.2.2.1. Conglomerados de La Piragua (7). Conglomerados, arcillas rojas y arenas. Mioceno Medio N₁²

Afloran en el sector oriental, donde conforman los relieves alomados de tonos rojizos de la depresión de Canete. No se ha observado corte alguno representativo de la unidad, sino tan sólo asomos parciales en los que se reconoce su naturaleza conglomerática, con abundantes arcillas de color rojo a morado. En cualquier caso, sus mejores secciones corresponden a sendos taludes de la carretera Tenares-Gaspar Hernández localizados en las inmediaciones de La Piragua (Hoja de Gaspar Hernández, 6174-IV).

Se disponen discordantemente sobre los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan o sobre los niveles conglomeráticos de la Fm La Toca; en este caso, su diferenciación puede ser compleja, basándose en el paso de los colores ocre-marrones y la presencia de componentes calcáreos de dicha formación hacia los tonos rojizos y la práctica exclusividad de constituyentes ígneo-metamórficos de la presente unidad, paso visible en la pista de La Joya a El Cigual. En cuanto a su techo, está marcado por un nuevo cambio litológico, que supone la desaparición de los términos detríticos rojizos de la unidad a expensas de los margoso-calcáreos amarillentos de la Fm Villa Trina; no se ha observado la naturaleza de este contacto, pero su representación cartográfica sugiere que se trata de una discordancia. En cuanto a su espesor, es difícil de establecer ante la deficiencia de los afloramientos, pese a lo cual se deducen valores superiores a 150 m.

En general, la presente unidad aparece como un conjunto detrítico en el que predominan los niveles de conglomerados, más frecuentes y groseros hacia la base, como se aprecia en el citado corte de La Piragua. Hacia la parte alta de la sucesión se incrementan los niveles de arcillas rojas, que constituyen un buen diagnóstico para el reconocimiento de la unidad, excepto en las proximidades de los afloramientos del basamento, con frecuencia alterados a arcillas rojas.

En la localidad de La Piragua se reconocen facies compuestas por alternancia de conglomerados matriz-soportados con clastos y bloques de rocas metamórficas, que en la base pueden alcanzar 1 m de diámetro, y de pequeños y escasos niveles más arenosos, de grano medio-grueso, bien seleccionados y de tonos amarillentos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). La organización general es pobre, mostrando un aspecto muy desorganizado, con ausencia de granoclasificación y de estructuras de

ordenamiento interno. No se observan canales y tan sólo una tenue diferenciación de los tamaños medios da la impresión de estratificación. Hacia las partes altas se observa un tamaño de clasto medio bastante menor (<15 cm) y niveles más delgados, con mayor proporción de arenas; además, se intercalan tramos métricos de arenas rojizas con rizocreaciones carbonatadas.

Los muestreos efectuados en la unidad han determinado su naturaleza azoica, por lo que su atribución temporal se basa en la de las unidades infra y suprayacentes. Así, la asignación del techo de la Fm La Toca al Mioceno Inferior y la de la base de la Fm Villa Trina al Mioceno Superior enmarcan el depósito de los Conglomerados de La Piragua en el Mioceno Medio, sin que deba descartarse su pertenencia parcial al Mioceno Inferior o Superior.

Las facies de esta unidad muestran características propias de sistemas aluviales en sentido amplio, a partir de abanicos o ríos procedentes del macizo de Río San Juan. El sistema muestra evoluciones en la vertical hacia tamaños de grano menores, con facies más arcillosas y desarrollo de paleosuelos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). En conjunto, reflejan una importante fase de elevación del macizo ígneo-metamórfico, con la consiguiente erosión rápida, producida predominantemente por procesos de *debris flow* y *grain flow*, con abundante matriz arenosa y microconglomerática y una fábrica matriz-soportada. La aparición en la vertical de arcillas con paleosuelos y el menor tamaño de los cantos, indican claramente una atenuación de la erosión, probablemente relacionada con el rebajamiento del relieve y con el ascenso del nivel de base.

2.2.2.2. Fm Villa Trina. (8) Margas con intercalaciones de calizas. Mb La Piedra (9) Calizas y margas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior N_1^3 N_2^1

Aunque generalmente la Fm Villa Trina conforma afloramientos de deficiente calidad debido a su alta proporción margosa, son muy numerosos los lugares que permiten observaciones puntuales de cierta calidad. A grandes rasgos, aparece como una potente y monótona sucesión rítmica de margas con intercalaciones de niveles de calizas margosas de orden decimétrico (unidad 8), que en corte fresco muestran tonalidades grises, aunque frecuentemente confieren al terreno típicas coloraciones amarillentas por alteración. Localmente intercalan niveles de areniscas de composición litarenítica y espesor de orden métrico, que dan lugar a resaltes morfológicos.

Se dispone discordantemente tanto sobre la sucesión lutítico-areniscosa de la Fm La Toca, como sobre las arcillas rojas de los Conglomerados de La Piragua. Por el contrario, su techo es gradual y coincide con un destacado resalte morfológico, consistiendo en una alternancia de niveles decimétricos de margas y calizas, con buena calidad de afloramiento en el paraje de Los Guayos. El espesor visible de la unidad sobrepasa 200 m.

El conjunto descrito, que muestra el aspecto típico de la formación, incluye calizas de calizas y calcarenitas agrupadas en niveles y bancos de orden decimétrico a métrico, con intercalaciones margosas, asimilados al Mb La Piedra y diferenciados en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 9). Sus manifestaciones se encuentran ampliamente distribuidas, no debiendo descartarse que localmente se trate de masas de la Fm Los Haitises (unidad 10) deslizadas o correspondientes a bloques hundidos por falla.

Estas intercalaciones alcanzan espesores máximos de 60 m, mostrando texturas y geometrías variadas. Así, en la vecina Hoja de Gaspar Hernández (6174-IV) se han reconocido calcarenitas finas a gruesas en bancos lenticulares curvados decimétricos o en bancos mal definidos amalgamados, interpretados como adaptaciones para rellenar canales turbidíticos (Braga, 2010); poseen 8-10 m de altura y unos 40 m de anchura. En otros casos, se trata de cuerpos lenticulares de calcarenitas y calcirruditas con fragmentos de coral, de anchura de orden hectométrico. Un tercer grupo de facies corresponden a sucesiones de calcarenitas en capas decimétricas con granoselección positiva.

Petrográficamente, los niveles de carbonatos aparecen principalmente como *boundstones* recristalizados, reconociéndose en cualquier caso *packstones* y *wackestones* bioclásticos, con una proporción del 21-56% de aloquímicos, 41-72% de matriz y valores inferiores al 37% de cemento. Entre los componentes texturales predominan los fósiles (> 95%), pudiendo clasificarse como biomicritas.

Su abundante contenido faunístico, tanto en los niveles calcáreos como en los margosos, incluye Algas, Briozoos, Moluscos, Equinodermos, Corales, Miliólidos, Nummulítidos y otros Foraminíferos. En particular, la presencia de *Amphistegina* sp., *Globorotalia* sp., *G. af. gr. merotumida-plesiotumida* Banner y Blow, *G. gr. scitula* (Brady), *G. af. margaritae* Bolli, *G. gr. menardii* (d'Orb.), *G. obesa* Bolli, *G. af. Miocenica* Palmer, *Globigerina* sp., *G. af. nepenthes* Todd, *Orbulina universa* d'Orb.,

O. bilobata (d'Orb.), *Globigerinoides* sp., *G. trilobus* (Reuss), *G. af. sacculifer* (Brady), *G. obliquus extremus* Bolli y Bermúdez, *G. af. nepenthes* Todd, *Hastigerina* af. *siphonifera* (d'Orb.), *H. aequilateralis* (Brady), *Globoquadrina* af. *altispira* (Cushman y Jarvis), *G. af. dehiscens* (Chapman, Parr y Collins), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager) y *S. sp.*, ha permitido su asignación al Mioceno Superior-Plioceno Inferior.

La sucesión margosa de la Fm Villa Trina representa ambientes de talud-cuenca (Fig. 2.1) a los que llegarían los depósitos carbonatados mediante diversos mecanismos: como relleno de canales submarinos; mediante flujos gravitatorios o de masas que acaban al pie del talud, probablemente a favor de pequeños canales de talud (*gullies*); y a través de eventos turbidíticos. Estos carbonatos corresponderían a redeposiciones de una plataforma localizada la sur, indicando que el paso gradual en la vertical entre las Fms. Villa Trina y Los Haitises, también se produciría en la horizontal.

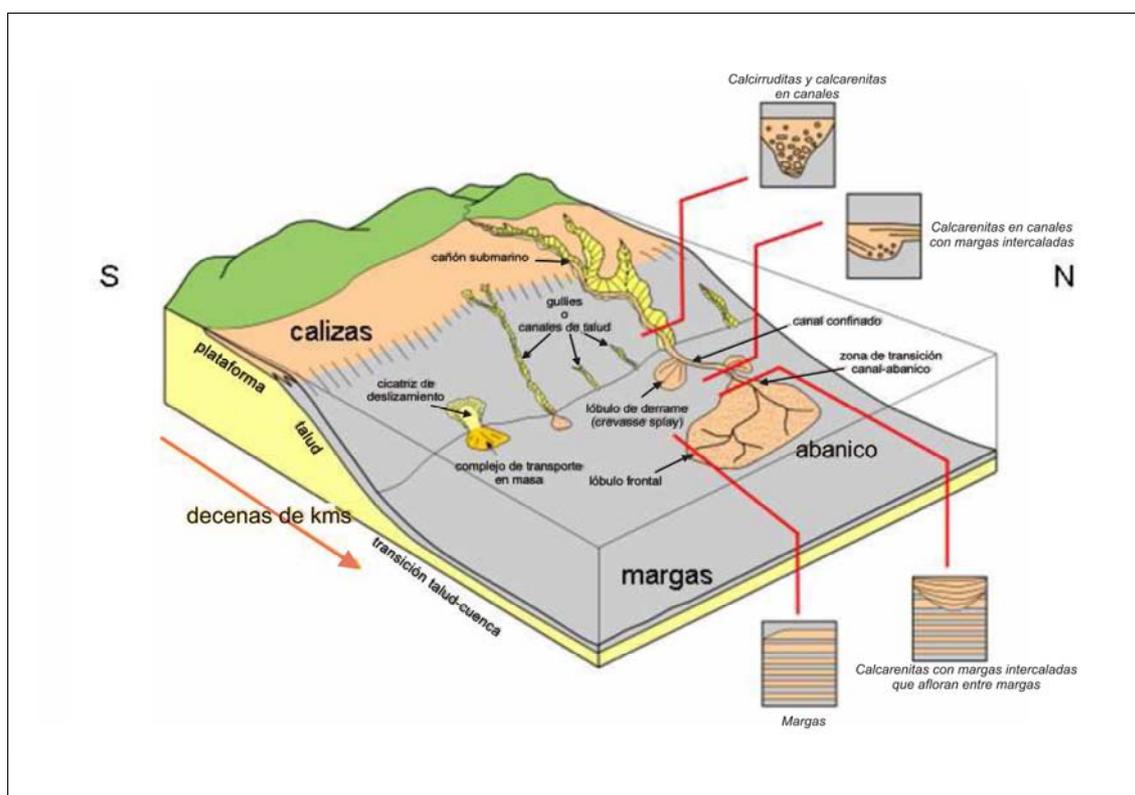


Fig. 2.1. Esquema paleogeográfico de la Fm Villa Trina (Braga, 2010)

2.2.2.3. Fm Los Haitises (10). Calizas arrecifales y calizas. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior $N_2^2.Q_1$

Se trata del conjunto calcáreo que constituye las cumbres de los sectores septentrional y noroccidental y que da lugar a los peculiares afloramientos de morfología kárstica del

ámbito de la loma El Peñón, configurados a modo de densos entramados de depresiones (dolinas y uvalas) y pronunciados montículos (*hums* o *haitises*), que se asemejan a cajas de huevos (*cockpits*). Esta fisonomía recuerda a la de la región de Los Haitises, lo que añadido a la notable semejanza litoestratigráfica de los afloramientos calcáreos de ambas zonas, ha aconsejado la conveniencia de tratarlos a todos como una sola formación, simplificando además con ello la terminología relativa a los materiales plio-cuaternarios de La Española.

A diferencia de otras regiones, donde la dificultad de acceso y la densa vegetación que acompañan a los afloramientos de estos materiales complican su estudio, aquí son diversos los lugares de observación de la unidad, especialmente en el afloramiento citado, a favor de pequeños frentes de canteras y de cortes en los caminos, si bien en todos los casos responden a aspectos parciales o locales de la unidad.

Aparece como un monótono conjunto de calizas grises a blanquecinas, con un elevado contenido fosilífero, observable a simple vista. Generalmente se agrupan en bancos de espesor métrico a decamétrico, aunque con frecuencia su estratificación no es fácilmente observable, lo que acentúa su aspecto masivo. De forma ocasional, se agrupan en capas decimétricas entre las que se pueden intercalar delgados niveles de margas. A su aspecto uniforme desde un punto de vista litológico, se añade la monotonía morfológica debido a la notable karstificación que la afecta, condicionada a su vez por una densa red de fracturación.

Se disponen concordantemente sobre la Fm Villa Trina, mediante un progresivo enriquecimiento calcáreo de la serie, provocando un destacado resalte morfológico, especialmente evidente al oeste de la depresión de Canete. En cuanto a su techo, no es posible determinarlo, pero debe coincidir con los restos de la superficie que configura la unidad. En cualquier caso, su espesor se aproxima a 200 m.

Petrográficamente, aparecen como calizas fosilíferas (biomicritas) con grado de recristalización variable; poseen porosidad secundaria y, en menor medida, primaria. Se trata de *wackestones* bioclásticos a *packstones* bioclásticos o con aportes detríticos, en general con una mayor proporción de ortoquímicos (54-82%) que de aloquímicos (8-86%), pudiendo incluir cuarzo (<19%) y fragmentos de rocas (<11%); entre los ortoquímicos predomina la matriz (18-72%) sobre el cemento (<14%). Los componentes texturales corresponden casi exclusivamente a fósiles (97-100%), con ocasional presencia de intraclastos (<3%).

En las inmediaciones de Monte Llano, los afloramientos más meridionales de la unidad en la presente transversal de la Cordillera Septentrional incluyen colonias masivas de *Diploria*, *Montastrea* y *Porites* entre sedimentos bioclásticos gruesos y, a techo del afloramiento, calizas margosas con bancos decimétricos de ostras y moldes de bivalvos y gasterópodos, correspondientes a una plataforma interna. Al norte, su interpretación sedimentaria se basa en observaciones parciales e inconexas, como las de la cantera de La Atravesada, en el afloramiento más septentrional de la transversal (Hoja de Sabaneta de Yásica, 6175-III), donde se han observado capas de caliza de espesor decimétrico con delgadas intercalaciones de margas, correspondientes a los sectores distales de una plataforma carbonatada, en tránsito al talud, lejos de la influencia de tormentas y corrientes (Braga, 2010).

Estos datos permiten establecer un modelo sedimentario para la Fm Los Haitises (Fig. 2.2), consistente a grandes rasgos en una plataforma carbonatada (Braga, 2010), que al sur muestra sus facies más internas, correspondientes a una plataforma protegida (calizas margosas con moluscos) por parches de coral, en tanto que al norte expone sus facies más externas (calizas con intercalaciones margosas). Las facies de talud-cuenca de la Fm Villa Trina subyacente también debieron depositarse al norte de la plataforma correspondiente a la Fm Los Haitises, por lo que el paso gradual vertical entre ambas, también debe producirse horizontalmente.

Incluye un elevado, aunque poco determinativo, contenido faunístico integrado por Corales, Foraminíferos, Algas, Moluscos, Equinodermos y Briozoos. En cualquier caso, la asignación de la Fm Villa Trina al Plioceno Inferior sugiere el depósito del presente conjunto durante el Plioceno Superior y posiblemente, el Pleistoceno Inferior.

2.2.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios aparecen muy desigualmente repartidos, constituyendo la totalidad de la superficie de la cuenca del Cibao y apareciendo diseminados en mucha menor proporción por el ámbito de la Cordillera Septentrional, donde se concentran en las vertientes y los grandes valles. Los de origen fluvial son, con mucho, los más extensos, habiéndose reconocido también sedimentos de origen gravitacional, lacustre y kárstico.

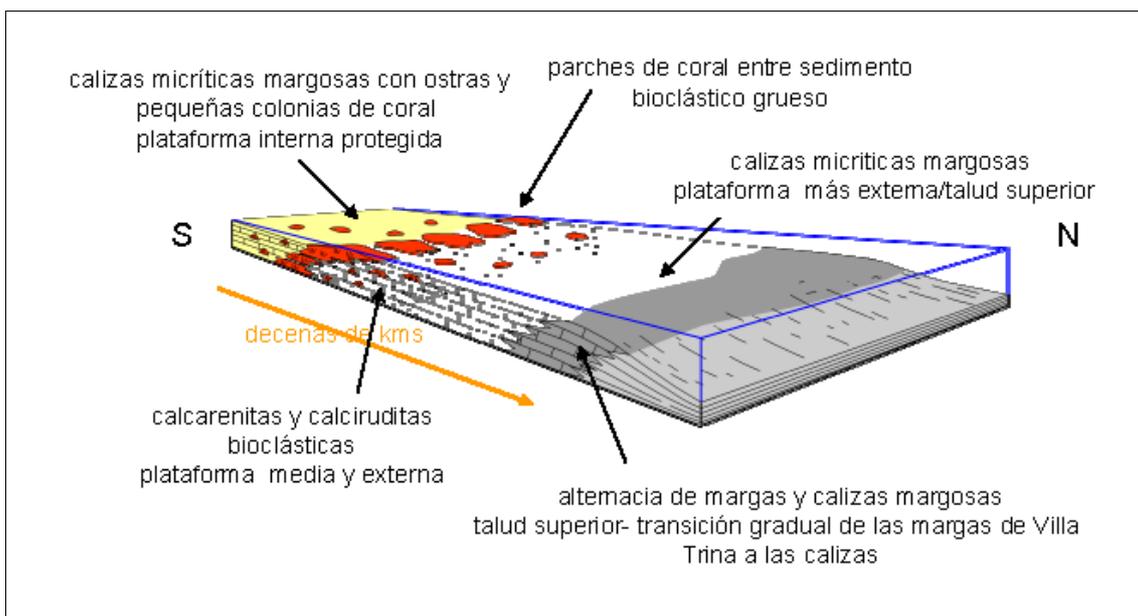


Fig. 2.2. Esquema paleogeográfico de la Fm Los Haitises (Braga, 2010)

2.2.3.1. Abanicos aluviales (11). Gravas, lutitas y arenas. Pleistoceno-Holoceno Q₃₋₄

Son el principal constituyente superficial del Valle del Cibao, configurando una extensa planicie suavemente inclinada desde el borde de la Cordillera Septentrional hacia el centro del valle. Su calidad de afloramiento suele ser deficiente, al estar totalmente ocupada para cultivos, confiriendo al terreno tonalidades ocres y negruzcas. No obstante, algunos de los numerosos ríos y arroyos que los surcan ofrecen buenas exposiciones de sus niveles superiores, destacando el cauce del río Cenoví, al noroeste de Tenares, donde se ponen de manifiesto sus variadas litofacies.

Predominan las lutitas de tonalidades ocres debido a la extensión de los afloramientos de las Fms. La Toca y Villa Trina en el área fuente, con frecuentes intercalaciones de niveles de gravas canaliformes, de espesor de orden métrico; los cantos son de composición calcárea predominante y su tamaño varía entre 5 y 15 cm de diámetro. La distribución de estos niveles es aleatoria, al igual que la de los horizontes lutíticos negros intercalados, de espesor comprendido entre 1 y 3 m, correspondientes a suelos con abundante contenido orgánico. No es posible establecer su espesor al no aflorar el sustrato, pudiendo señalarse 25 m como espesor mínimo.

En el extremo oriental de la Hoja se observa un cambio composicional, apareciendo como un conjunto de gravas y arenas de tonos rojizos, con intercalación de niveles lutíticos. Este cambio, unido a una variación morfológica, con un relieve ligeramente

más elevado e incidido por la red de drenaje, podría sugerir que en este caso se trata de un depósito más antiguo. Sin embargo, el cambio composicional es debido a la variación del área madre, constituida en este caso por materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan, y por otra parte, la mayor elevación y consecuente incisión fluvial es debida a su situación en el extremo occidental del denominado Ridge de San Francisco (Winslow *et al.*, 1991), peculiar estructura antiformal activa actualmente.

En cuanto a su edad, las dataciones efectuadas por radiocarbono en niveles ricos en materia orgánica en el abanico del río Cenoví, han señalado su pertenencia al Holoceno (Mann *et al.*, 1998). En cualquier caso, ya que estas dataciones han sido efectuadas sobre niveles recientes del abanico más moderno y dado el grado de incisión fluvial que afecta también a los abanicos más antiguos, se han incluido en el Pleistoceno Superior-Holoceno.

2.2.3.2. Terraza media (12). Terraza baja (15). Gravas, arenas y lutitas. Pleistoceno Superior-Holoceno Q₃₋₄

Constituyen las plataformas elevadas con respecto al cauce actual, habiéndose reconocido en los ríos Jamao, Boba, Canete y Juan López, y en los arroyos Cacique y Jayabo. Se han establecido dos grupos, denominados informalmente como terrazas bajas y medias, apareciendo a cotas inferiores a +15 m y de +20-40 m con respecto al nivel del cauce actual, respectivamente.

En ambos casos poseen coloraciones rojizas y una composición similar, estando constituidas por gravas polimícticas, con predominio de cantos de origen ígneo-metamórfico en matriz arenosa en las terrazas bajas y de cantos carbonatados, con una cierta proporción de lutitas, en las medias; el tamaño de los cantos varía notablemente, predominando los diámetros de 5-15 cm. Su potencia oscila entre 2 y 15 m.

Por lo que respecta a su edad, en función del grado de incisión de la red actual en ellas, se atribuyen tentativamente al Pleistoceno, aunque no debe descartarse que el nivel más moderno pertenezca, al menos parcialmente, al Holoceno.

2.2.3.3. Deslizamiento (13). Lutitas, cantos y bloques. Pleistoceno-Holoceno Q₃₋₄

Poseen un notable desarrollo a favor de los afloramientos margosos de la Fm Villa Trina localizados en zonas de elevadas pendientes, especialmente en la vertiente meridional de la Cordillera Septentrional, donde se deja sentir la actividad de la densa red de fracturación oblicua a la falla Septentrional, y en la vertiente occidental de la depresión de Canete. Se trata de masas desorganizadas de naturaleza lutítica que incluyen bloques de calizas que pueden sobrepasar 10 m de diámetro. También son muy frecuentes en la citada depresión, donde afectan a los Conglomerados de La Piragua, pero sus reducidas dimensiones han imposibilitado su representación cartográfica.

No ha podido observarse corte alguno que permita determinar su espesor, muy variable en función de la envergadura de la masa deslizada. No obstante, es posible que en los de mayores dimensiones se alcancen los 100 m, a juzgar por las dimensiones observadas en deslizamientos desarrollados recientemente en un contexto similar, como en el caso de Carlos Díaz (10-02-2009), en la Hoja a escala 1:50.000 de San Francisco Arriba (6074-I). Debido a su identificación, a pesar de la rápida destrucción o enmascaramiento de este tipo de formas, se asignan al Holoceno, aunque es posible que en La Bajada y en el que se extiende hacia la carretera Moca-Sabaneta de Yásica (Hoja a escala 1:50.000 de Santiago, 6074-II), su funcionamiento haya podido iniciarse en el Pleistoceno, dado el gran mimetismo que han alcanzado con el paisaje circundante pese a su funcionalidad.

2.2.3.4. Fondo de dolina o uvala (14). Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno Q₂₋₄

Se asocian a los afloramientos calizos del Mb La Piedra y, especialmente, de la Fm Los Haitises, donde la karstificación ha adquirido un mayor desarrollo. Se concentran principalmente en el ámbito de Monte Llano y de la loma El Peñón. Corresponden a arcillas rojas de aspecto masivo, producto de la descalcificación de los materiales calcáreos por acción de procesos kársticos. Su espesor varía considerablemente en función de la efectividad de los procesos de disolución, pudiendo superar los 3 m.

Su edad está acotada por la del techo de la Fm Los Haitises, habiéndose enmarcado en el Pleistoceno Medio-Holoceno.

2.2.3.5. Llanura de inundación (16). Lutitas, arenas y gravas. Holoceno Q₄

Son abundantes, tanto en los cursos que discurren por la Cordillera Septentrional como en los que lo hacen por el Valle del Cibao, pudiendo considerarse como modestas, al menos al ser comparadas con otras llanuras aluviales de la región, ya que no alcanzan 1 km de anchura en ningún caso.

Están constituidas por gravas polimícticas y arenas, con intercalación de niveles lutíticos. Entre las gravas, en el sector oriental predominan los componentes de origen ígneo-metamórfico, y en el occidental, los carbonatados y areniscosos, con diámetros de 10-20 cm, si bien algunos elementos pueden sobrepasar 0,5 m. Su espesor es difícil de determinar al no observarse el sustrato, pero debe sobrepasar 5 m. Por su actividad actual, se incluyen en el Holoceno.

2.2.3.6. Laguna (17). Lutitas. Holoceno Q₄

Poseen una mínima representación, reducida a un pequeño grupo de lagunas situadas al este de José Contreras y al noroeste de Boba Arriba. Se deben a la inundación de antiguas dolinas generadas sobre las calizas del Mb La Piedra. Poseen una reducida superficie, de orden decamétrico a hectométrico, tratándose de un depósito integrado por lutitas oscuras cuyo espesor no ha sido determinado, estimándose valores de 2-3 m. Se asignan al Holoceno por su dinámica actual.

2.2.3.7. Coluvión (18). Bloques, cantos y arcillas. Holoceno Q₄

Debido a la constante evolución de las vertientes, son depósitos efímeros, habiéndose reconocido escasos ejemplares pese a las elevadas pendientes de buena parte de la zona. Se trata de una asociación de cantos y bloques heterométricos en matriz lutítica, en la que la naturaleza de sus componentes es función de la del área madre, principalmente las margas y calizas de la Fm Villa Trina. Los escasos ejemplares diferenciados se localizan en el sector central.

Su espesor, muy variable, se estima en 5-10 m. El propio hecho de su conservación en una zona de rápida evolución del relieve, sugiere su pertenencia al Holoceno.

2.2.3.8. Fondo de valle (19). Gravas, arenas y lutitas. Holoceno Q₄

Constituyen el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje. Los más notables se asocian con los cursos principales, destacando los de los ríos Jamao, Boba, Bacuí y Cenoví, además del arroyo Jayabo. Están constituidos por gravas y arenas cuya composición varía según su localización. Así, en el sector oriental muestran un predominio de los componentes de origen ígneo-metamórfico, con presencia de areniscas y calizas; por el contrario, en el sector occidental poseen un claro predominio de los constituyentes calcáreos, al transitar sobre afloramientos de las Fms. Villa Trina y Los Haitises.

Las gravas contienen cantos redondeados de 10-20 cm, que en ocasiones pueden sobrepasar 50 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda varía notablemente en función del curso en cuestión, pudiendo alcanzar 5 m. Por su actividad actual se asignan al Holoceno.

3. PETROLOGIA

3.1. Descripción de los materiales

Debido a la escasa representación en la Hoja de los materiales ígneo-metamórficos que constituyen el basamento del macizo de Río San Juan, su descripción petrológica, metamórfica, geoquímica y geocronológica se efectúa teniendo en cuenta los datos recopilados durante la elaboración de las Hojas que integran el macizo, especialmente la de Guayabito (6174-II).

3.1.1. Unidad de La Cuaba

Los principales tipos petrográficos incluidos en la Hoja de Salcedo son metagabros y metadioritas bandeadas, metagabros bandeados con pargasita y anfibolitas.

3.1.1.1. Metagabros y metadioritas bandeadas

Poseen estructura gnéisica, migmatítica o foliada, en función del desarrollo de un bandeo composicional, de segregación tectonometamórfica o migmatítica, y de la fábrica plano-linear penetrativa (Sp-Lp). El protolito corresponde a una roca gabroica de cuya mineralogía y textura originales se han preservado clinopiroxeno diopsídico y plagioclasa muy anortítica, como porfiroclastos.

En lámina delgada exhiben texturas granoblásticas y nematoblásticas variablemente microbandeadas. Como minerales principales presentan anfíbol cálcico, epidota/clinozoisita, clinopiroxeno cálcico (diópsido alumínico) y plagioclasa (oligoclasa), con clorita, mica blanca, lawsonita? y cuarzo, ocasionales; como accesorios aparecen ilmenita, esfena, allanita y óxidos de Fe-Ti. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil planar principal (Sp) y es diagnóstica de las facies de las anfibolitas con clinopiroxeno y epidota y de los esquistos azules con epidota. La fábrica Sp-Lp está definida por el alineamiento de prismas y agregados de finos nematoblastos de anfíbol (en ocasiones posiblemente pseudomorfos de piroxenos ígneos) y de agregados de epidota+albita pseudomorfos de plagioclasas. En algunas rocas, la alternancia milimétrica de niveles ricos en anfíbol y niveles ricos en epidota y albita, define el bandeo composicional; en otras rocas, los lentejones de

plagioclasa, epidota y cuarzo poseen un carácter estromático y proceden de la cristalización de pequeños volúmenes fundidos.

El anfíbol es de tonos verdes, verde-azulados e incoloro, poco pleocroico y de composición calco-sódica a rica en sodio, variando entre pargasita, tschermakita, edenita y Mg-hornblenda, aunque también existen términos retrógrados hornbléndicos y actinolíticos; aparecen tanto elongados con la Sp como formando agregados fibroso-radiales sin orientación. La plagioclasa (albita) forma pequeños granos, intercrecidos con epidota y, localmente, poiquiloblastos elongados con la Sp; en algunas rocas, aparecen agregados poiquilíticos de albita (lawsonita?) muy rica en microinclusiones de epidota. Ésta es de dos tipos texturales: agregados elipsoidales de individuos de poco relieve y agregados y prismas de individuos de mayor relieve y birrefringencia, a menudo creciendo hacia el borde del primer tipo. El rutilo está rodeado por coronas de esfena o transformado a ilmenita y óxidos de Fe-Ti. Localmente se observa un clinopiroxeno oscuro pseudomórfico del piroxeno ígneo. Como minerales retrógrados aparecen actinolita, clorita, mica blanca y sericita.

3.1.1.2. Metagabros bandeados con pargasita

Al microscopio presentan texturas granonematoblásticas, porfiroblásticas y pseudomórficas, sin una orientación mineral preferente clara, por lo que parecen haber preservado la textura ígnea, transformada. En algunos casos exhiben segregaciones leucocráticas concordantes de tipo estromático. Como minerales principales presentan pargasita-edenita-Mg hornblenda, epidota/clinozoisita y clinopiroxeno, oligoclasa/albita y mica blanca fengítica, con rutilo, ilmenita, esfena y opacos, como accesorios. Se trata de una blastesis estática y pseudomórfica. Están constituidos principalmente por un agregado de nematoblastos de anfíboles, pequeños prismas de clinopiroxeno metamórfico de composición diópsido alumínico a wollastonita, plagioclasa y algo de cuarzo. Las segregaciones están formadas por agregados de grano fino de anfíbol cálcico, diópsido, oligoclasa/albita, epidota, rutilo y cuarzo.

El anfíbol incoloro-verde azulado está zonado y varía entre una actinolita-tremolita y un anfíbol cálcico pargasítico a tschermakítico incoloro; aparece tanto elongado con la Sp como formando agregados radiales sin una orientación definida. En ocasiones, también forman grandes parches y agregados que reemplazan los dominios máficos del protolito. Los dominios feldespáticos de éste eran más bien intersticiales y ahora están completamente reemplazados por agregados de epidota, anfíbol, esfena, albita

y, quizá, lawsonita poiquilítica tardía; la esfena puede reemplazar a la ilmenita y la ilmenita incluir rutilo.

3.1.1.3. Anfibolitas

En lámina delgada presentan texturas granonematoblásticas variablemente bandeadas, porfiroclásticas y blastomiloníticas. La asociación mineral sin-Sp está compuesta por anfíbol cálcico, plagioclasa, epidota y cuarzo, con rutilo, ilmenita, apatito, esfena y óxidos de Fe-Ti, como accesorios. La matriz está formada por una alternancia de microdominios ricos en anfíbol cálcico, que aparece elongado paralelamente, y microdominios ricos en plagioclasa, epidota y esfena.

El anfíbol cálcico varía entre edenita y Mg-hornblenda, con actinolita retrógrada. La plagioclasa aparece a menudo deformada a alta temperatura y recristalizada a un agregado de pequeños granos elongados, que incluyen granos de epidota y cuarzo. El rutilo está reemplazado por esfena e ilmenita. Como minerales retrógrados se observan actinolita, glaucofana, lawsonita?, Mg-clorita gris verde, mica blanca, poiquiloblastos de albita, esfena, pumpellita, calcita y opacos.

3.1.2. Batolito del Río Boba

En la Hoja de Salcedo está representado exclusivamente por un pequeño afloramiento integrado por las Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel y los Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

3.1.2.1. Gabronoritas, gabros y dioritas bandeadas, con óxidos de Fe-Ti, y metagabronoritas foliadas

Poseen grano fino, habiendo desarrollado una intensa fábrica plano-linear de alta temperatura, destacando a menudo anfíboles aciculares de tamaños milimétricos en los planos de foliación. También aparecen rocas menos deformadas. Corresponden a magmas evolucionados, emplazados previa o simultáneamente a la deformación de alta temperatura (transición de facies granulítica a anfibolítica), que estuvo acompañada por una importante hidratación, dada la abundancia de anfíbol cálcico

Petrográficamente, presentan una composición integrada por plagioclasa (50-60%), ortopiroxeno (<10%), clinopiroxeno (15-25%), hornblenda (10-20%), espinela Fe-Ti (<2%) y magnetita-ilmenita (5-12%). La textura es generalmente granuda subequigranular y subidiomorfa, con la foliación definida por un entramado de tabletas de plagioclasa y prismas de piroxeno subparalelos, por lo que la recristalización dinámica de ambos minerales en un mosaico elongado texturalmente en equilibrio ha borrado la textura de cumulado ígneo original, tratándose más bien de rocas metamórficas. El orto y el clinopiroxeno son, respectivamente, enstatita y augita, mostrando algunos granos exoluciones del piroxeno complementario y signos de deformación plástica intracristalina (*bedding* de maclado, etc.), mientras que otros están recristalizados y carecen de deformación; pueden presentar contactos ondulados frente a la plagioclasa, a la que también incluyen. Ésta posee inclusiones redondeadas y ameboides de piroxenos; algún grano de mayor tamaño ha desarrollado un zonado normal. El olivino forma escasos granos xenomorfos incluidos en el piroxeno y la plagioclasa, en tanto que el anfíbol cálcico es verde pálido poco pleocroico, de composición pargasítica, y bordea y encierra poiquilíticamente a la plagioclasa y al piroxeno subidiomorfos; puede aparecer elongado con respecto a la foliación y también formando bordes en piroxenos. La fase de óxido de Fe-Ti es ilmenita con bordes de magnetita, pudiendo ser muy abundante; en ocasiones incluye restos de hercinita.

3.1.2.2. Gabro-dioritas hornbléndicas, dioritas y tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, foliadas

Las gabro-dioritas hornbléndicas poseen tonos gris-verdosos, grano medio a grueso y aparecen variablemente bandeadas o foliadas, relacionándose cartográficamente con las intrusiones de composición diorítico-tonalítica. No aparecen deformadas a alta temperatura. Poseen una composición modal integrada por: plagioclasa (45-60%), hornblenda (20-35%), clinopiroxeno (<5%), cuarzo (<2%) y magnetita-ilmenita (<5%). Los gabros presentan una textura granular isótropa, en la que la hornblenda y la plagioclasa subidiomorfas forman un entramado de prismas de gran tamaño, que alojan plagioclasa y cuarzo intersticial, así como epidota accesoría. Los prismas subidiomorfos de anfíbol son de hornblenda verde fuertemente pleocroica, pudiendo incluir restos de clinopiroxeno incoloro sobre el que crecen sintaxialmente; está variablemente reemplazada a agregados de clorita y sericita. Los prismas de plagioclasa están fuertemente zonados de forma oscilatoria hacia bordes más albíticos, sugiriendo un nivel de intrusión cortical más superficial, y aparecen intensamente sericitizados, recristalizados y albitizados; está reemplazada por sericita,

epidota, prehnita y opacos. El cuarzo forma escasos agregados de granos y elementos policristalinos de pequeño tamaño, así como agregados intersticiales de menores dimensiones. La fase opaca es ilmenita-magnetita y no contienen espinela. Estos gabros están afectados intensamente por una actividad hidrotermal de tardi- a post-magmática.

En cuanto a las dioritas y tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso (1-4 mm de diámetro), que intruyen concordantemente en la Unidad de La Cuaba, son heterogranulares y aparecen variablemente foliadas. Al microscopio presentan una composición modal integrada por plagioclasa (45-60%), hornblenda (25-45%), clinopiroxeno (<2%), cuarzo (<0-10%) y magnetita-ilmenita (<5%), con texturas muy variadas que dependen del grado de deformación, siendo desde cumulos de hornblenda a granudas inequigranulares isótropas, decusadas y foliadas. En las rocas foliadas, la elongación mineral de la hornblenda y el agregado cuarzo-plagioclásico definen una fábrica magmática planar, en tanto que la orientación unidimensional de los prismas de hornblenda define la lineación magmática. El anfíbol es una hornblenda verde que forma prismas subidiomorfos poco pleocroicos de tamaños milimétricos y que muestra deformación plástica y recristalización a agregados de prismas radiales, tanto elongados paralelamente como formando agregados fibroso-radiales; aparece reemplazada pseudomórficamente por agregados de actinolita, clorita y sericita. La plagioclasa forma agregados de granos elongados, intensamente recristalizados, albitizados y reemplazados por prehnita, sericita, epidota, albita y opacos; también hay agregados de pequeños granos subidiomorfos. El cuarzo es escaso y forma granos individuales de pequeño tamaño y agregados policristalinos intersticiales. Estas rocas están intensamente recristalizadas en condiciones estáticas post-magmáticas, con una intensa actividad hidrotermal.

3.2. Metamorfismo

En la Hoja de Salcedo, las rocas metamórficas de la Unidad de La Cuaba contienen asociaciones minerales relacionadas principalmente con dos eventos metamórficos (M1 y M2), los cuales fueron esencialmente sincinemáticos con la deformación dúctil (sin-D1 y sin-D2). La deformación D3 y la transpresión relacionada con la Zona de Falla Septentrional tuvieron lugar en condiciones esencialmente frágiles. Un detallado estudio microtextural y termobarométrico de los bloques de peridotitas con granate y de las eclogitas presentes en la Unidad de La Cuaba (Abbott y Draper, 2007, 2009), dio pie a la reconstrucción de su evolución metamórfica en términos de trayectorias de presión-temperatura (Fig. 3.1).

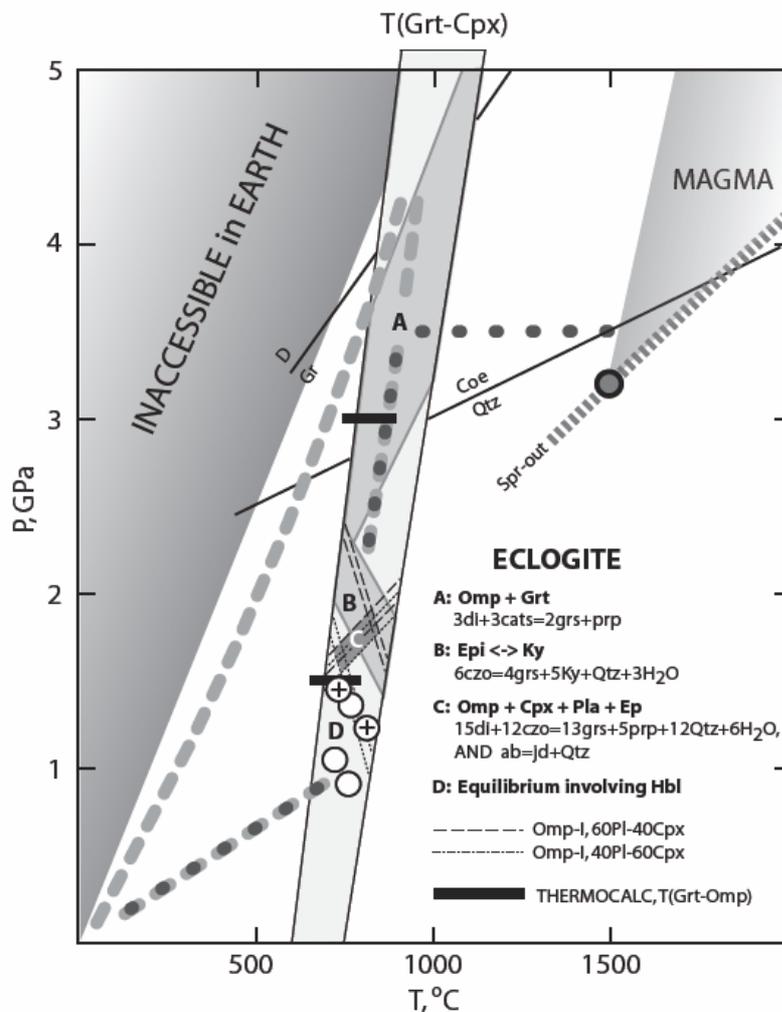


Fig. 3.1. Resumen de las trayectorias metamórficas P-T para eclogitas y peridotitas con granate de la Unidad de La Cuaba (Abbott y Draper, 2010)

Según dichos autores, en la unidad existen condiciones de muy alta presión indicadas por las relaciones de fase en las rocas ultramáficas con granate; las texturas de ortocumulado y las relaciones de intrusión en diques señalan un origen magmático. Las asociaciones minerales definen una línea de descenso controlada por la cristalización fraccionada. Las condiciones magmáticas originales estimadas ($P > 3,4$ GPa, $T > 1550^\circ\text{C}$) son inferidas desde los experimentos de fusión a alta presión en el sistema CMAS y en la determinación experimental de las condiciones de la reacción zafirina-out en el sistema MAS. Las condiciones magmáticas revisadas ($P > 3,2$ GPa, $T > 1500^\circ\text{C}$) tienen en cuenta la influencia de otros componentes, especialmente el Fe. Los autores proponen un origen en una cuña de manto sobre una zona de subducción. Los protolitos fueron enviados a la zona de subducción por convección forzada en la cuña de manto (o *corner-flow*), acoplada por erosión en el bloque superior. Las condiciones termobarométricas indican $T > 850^\circ\text{C}$ y $P > 3,4$ GPa cuando las rocas ultramáficas fueron incorporadas en eclogitas (corteza oceánica subducida).

Según Abbott y Draper (2007, 2010), las evidencias de condiciones de muy alta presión en las eclogitas que constituyen parte de la Unidad de La Cuaba no son obvias. Dos tipos de intercrecimientos simplectíticos, plagioclasa+clinopiroxeno (Sym-I) y plagioclasa+epidota (Sym-II), son interpretados como producto de la descompresión de dos tipos de onfacita: Omp-I y Omp-II. Omp-II se formó como resultado de una reacción retrógrada de la forma $Omp-II + coesita = Omp-I + granate + distena$, implicando $P \sim 2,8$ GPa ($\sim 850^\circ C$) y $P \sim 4,2$ GPa ($\sim 950^\circ C$), consistente con las condiciones subsólidas para las rocas ultramáficas. Para las eclogitas, la asociación mineral de mayor presión pudo haber sido Omp-I+distena+granate+coesita. La evolución retrógrada de la Fig. 3.1 da cuenta de la exhumación conjunta de eclogitas y bloques de rocas ultramáficas hasta la superficie.

3.3. Geoquímica

3.3.1. Unidad de La Cuaba

Los materiales que constituyen la Unidad de La Cuaba son heterogéneos. Considerados en conjunto, poseen un contenido en SiO_2 de 41,7-54,5%, para contenidos generalmente altos en MgO (3,3-17,2%), e intermedios y bajos en TiO_2 (0,17-2,3%). En el diagrama Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 , estas rocas se sitúan en el campo subalcalino y se clasifican como basaltos andesíticos y andesitas.

En conjunto, la unidad está constituida por materiales predominantemente máficos derivados de magmas poco a moderadamente fraccionados ($Mg\# = 77-38$) (Fig. 3.2), con algunos ricos en MgO (>10%). Se caracterizan por contenidos generalmente bajos en Zr y Nb (5-161 y 0,05-3,9 ppm, respectivamente), así como moderados en Cr (7-794 ppm) y Ni (7-64 ppm) y bajos en Th (0,1-1,2 ppm). En diagramas binarios de variación (Fig. 3.3), estas metabasitas muestran un aumento variable en SiO_2 , álcalis, Zr y Nb, y una disminución en Al_2O_3 , CaO, Cr y Ni con el descenso en MgO; por el contrario, TiO_2 y FeO^*_T aumentan ligeramente en las rocas menos fraccionadas, hasta decrecer en las rocas más fraccionadas. Estas tendencias pueden ser atribuidas a la fraccionación de olivino y Cr-espinela, plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. En el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 , estas rocas presentan una gran dispersión y caen tanto en el campo toleítico como en el calco-alcalino, en los campos de basaltos/andesitas ricos en MgO y de boninitas, por lo que existen distintas series magmáticas con un diferente enriquecimiento en Fe. Presentan valores muy variables de $(La/Yb)_N = 0,3-7,4$, característicos de las series toleítica y calco-alcalina.

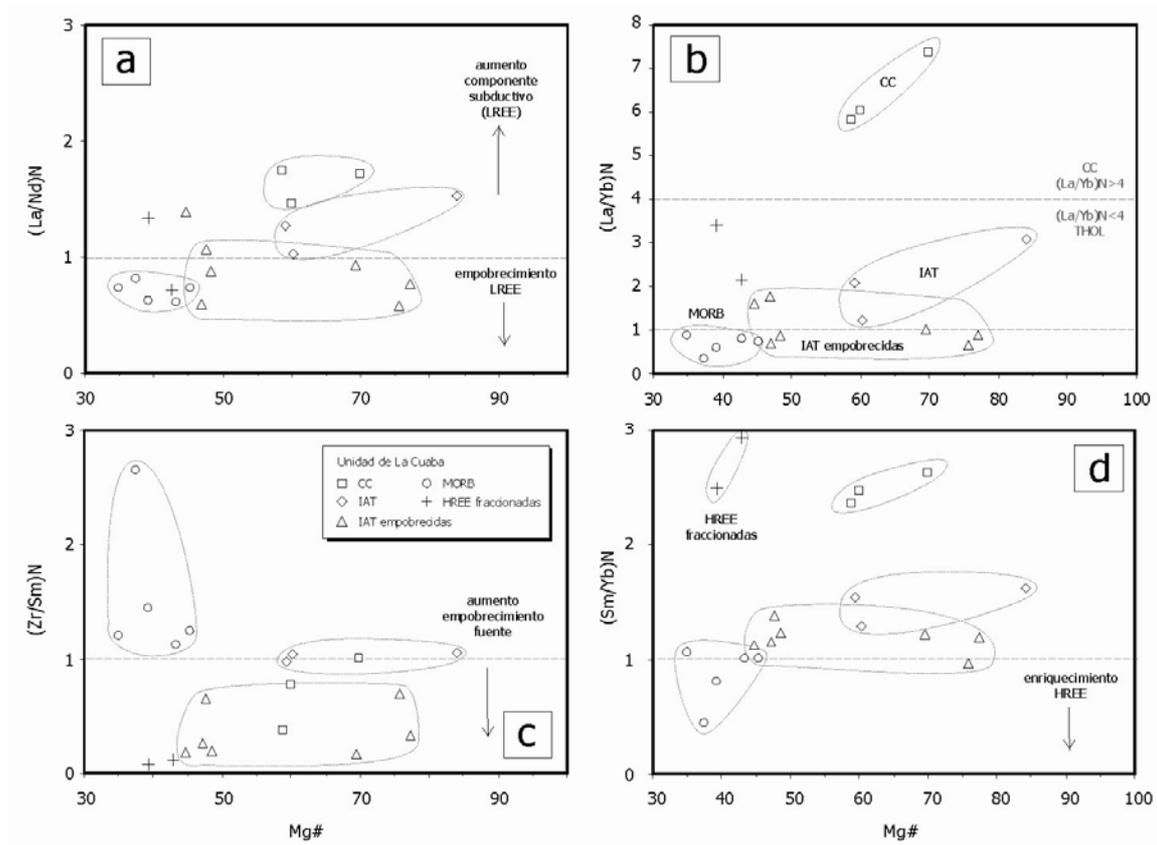


Fig. 3.2. Diagramas de $(La/Nd)_N$, $(La/Yb)_N$, $(Zr/Sm)_N$ y $(Sm/Yb)_N$ frente al Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cuaba

En un diagrama multielemental normalizado con respecto a N-MORB (Fig. 3.4), las metabasitas de la Unidad de La Cuaba se caracterizan generalmente por un variable aumento de los elementos 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. Presentan una anomalía negativa variable de Nb y Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano o ligeramente empobrecido, así como abundancias absolutas de HREE entre 0,1 y 1 x N-MORB, características típicas de IAT (Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995). En cualquier caso, existe 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 (Fig. 3.5) y los valores en las relaciones $(La/Yb)_N$, Zr/Hf y Zr/Nb, permiten distinguir cinco grupos geoquímico-composicionales de rocas metabásicas en la Unidad de La Cuaba, aunque posiblemente existe entre ellos una gradación composicional: metabasitas de afinidad de arco isla (IAT), metabasitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, metabasitas de afinidad calco-alcalina, metabasitas de

afinidad MORB y metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas, además de peridotitas y serpentinitas. De todos estos grupos, en la Hoja de Salcedo tan sólo está representado el quinto.

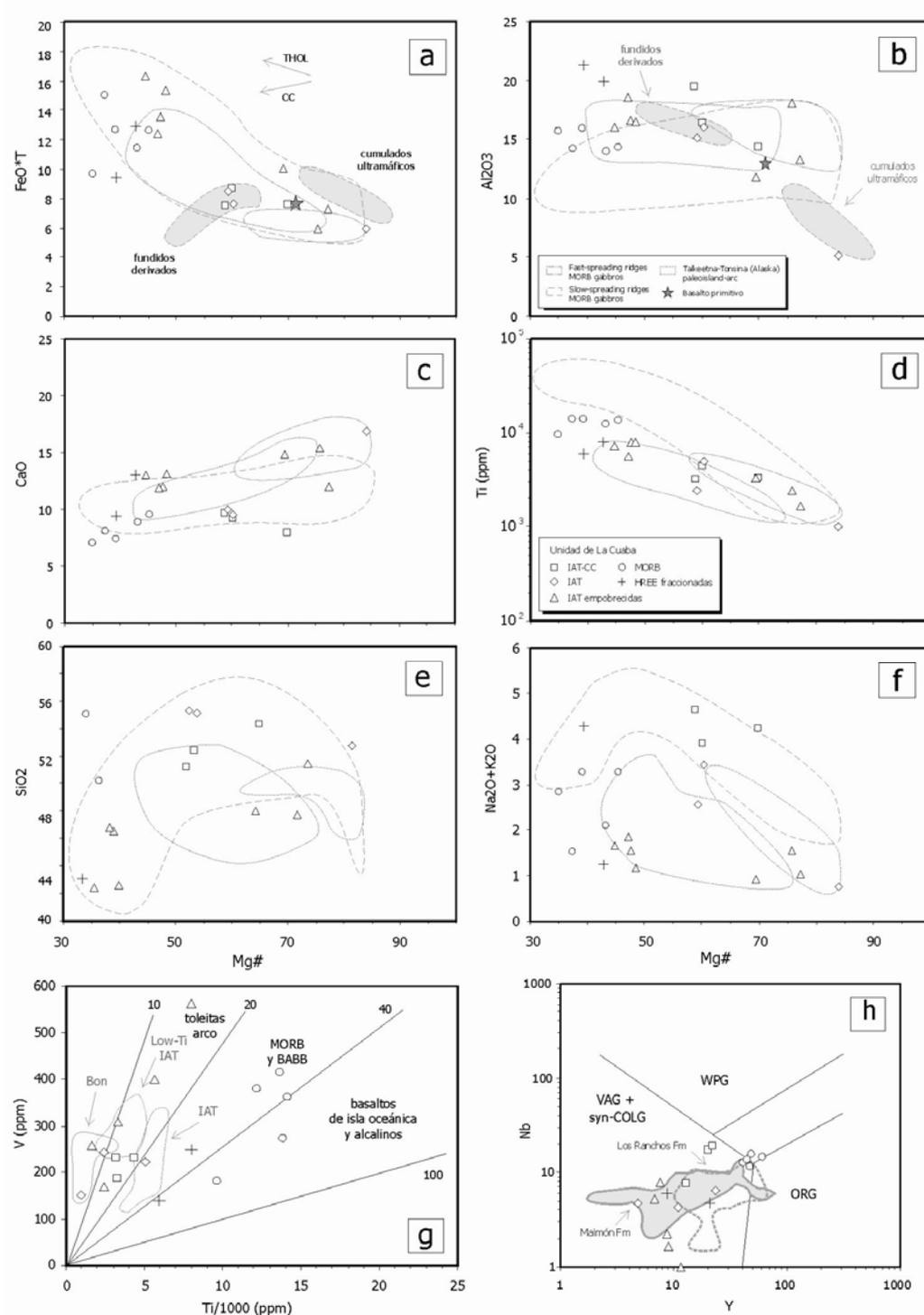


Fig. 3.3. (a-f) Diagramas de FeO^*_T , Al_2O_3 , CaO, Ti, SiO_2 y álcalis frente al Mg#, para rocas de la Unidad de La Cueva. (g) Diagrama Ti-V (Shervais, 1982). (h) Diagrama Y-Nb (Pearce *et al.*, 1984)

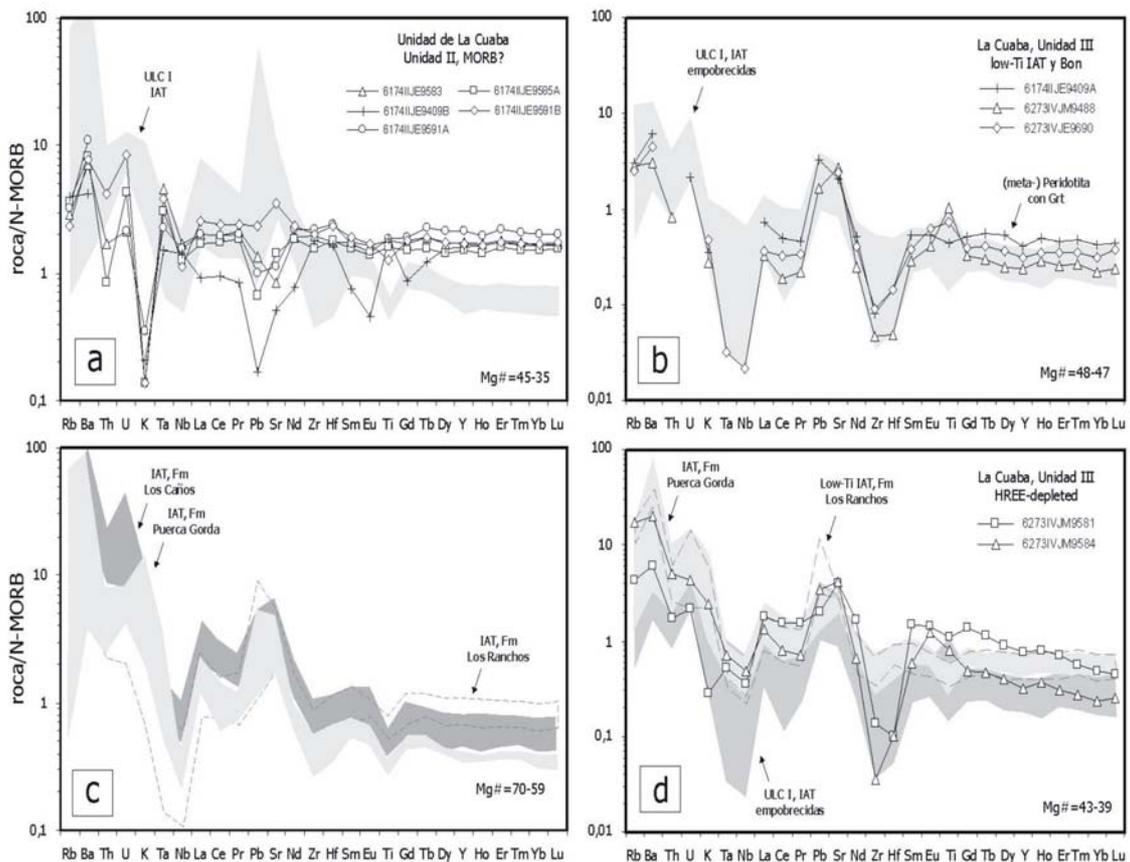


Fig. 3.4. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba

Las *metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas* están representadas por metagabros y metadioritas, frecuentemente de aspecto gnéisico bandedado, compuestas por una asociación mineral con granate, pargasita, epidota y rutilo (\pm plagioclasa). Presentan composiciones fraccionadas ($Mg\#=43-39$). Para contenidos bajos en MgO (3,4-5,4%), los de TiO_2 , Zr y Nb son de 1,0-1,3%, 2,5-9,8 y 0,8-1,1 ppm, respectivamente; por su parte, los contenidos en Cr, Ni y Th son muy bajos (6-7, 1,0-1,4 y 0,2-0,6 ppm, respectivamente). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial, se caracterizan por: una distribución de marcada pendiente negativa ($[La/Yb]_N=2,1-3,4$), con un ligero enriquecimiento o empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,7-1,3$); anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,3$) pero no de Ti; y una fuerte anomalía negativa en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,06-0,1$), y HREE empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=2,5-2,9$). 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 ($[La/Yb]_N < 4$) y más típico de las series magmáticas toleíticas.

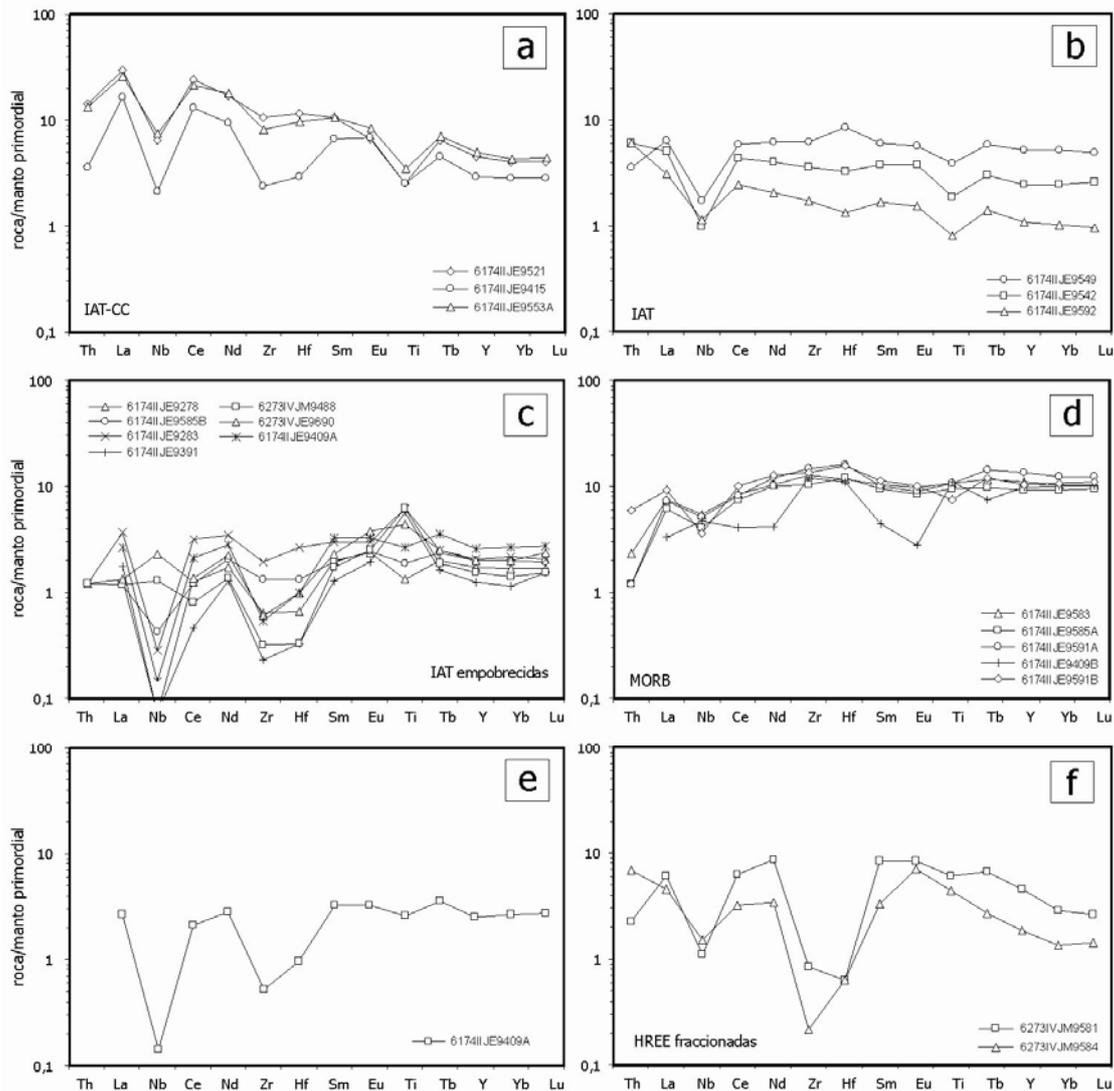


Fig. 3.5. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de la Unidad de La Cuaba

3.3.2. Batolito del Río Boba

Constituye un complejo plutónico/metaplutónico formado esencialmente por tres conjuntos ígneos, de los que en la Hoja de Salcedo están representados dos: Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel; y Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá. Los tipos litológicos muestreados para el estudio geoquímico del primer conjunto son: gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos de Fe-Ti, de grano medio a fino, deformadas, y metagabronoritas con óxidos, coroníticas. Por lo que respecta al segundo conjunto, se han analizado gabros y dioritas hornbléndicas, y cuarzo-dioritas y tonalitas con hornblenda, de grano medio-grueso, foliadas y alteradas.

Consideradas en conjunto, las composiciones en elementos mayores de las gabronoritas y gabros del Batolito del Río Boba son similares a las de las rocas gabroicas del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska; Greene *et al.*, 2006). En la Fig. 3.6 se han representado como comparación también las composiciones de rocas gabroicas de dorsales meso-oceánicas de rápida y lenta apertura. Como puede observarse, los gabros MORB presentan un rango similar de Mg#, pero mayores contenidos en SiO₂, Ti y álcalis, y menores en CaO, que las rocas gabroicas del Batolito del Río Boba. Estas rocas gabronoríticas poseen también elevados contenidos en Al₂O₃ (17,5-22,4%), que no son resultado de la acumulación de plagioclasa (Eu) y sí una característica del magma parental. Estos altos contenidos en Al₂O₃ son mayores que en los gabros MORB, particularmente en rocas evolucionadas de menor Mg#, y característicos de magmas de arco (Müntener *et al.*, 2001; Kelemen *et al.*, 2003), ya que su alto contenido en H₂O (>2%) inhibe la cristalización de plagioclasa, particularmente a alta presión. Esto explica que la plagioclasa sea una fase tardía intercúmulus minoritaria en las websteritas con olivino y que su aparición como fase dominante en los cumulos gabronoríticos dé lugar a una disminución de CaO y Al₂O₃ en los diagramas de variación.

Poseen contenidos muy bajos en Th (<0,1 ppm), Zr (0,1-9,9 ppm) y Nb (<0,2 ppm, generalmente), así como muy variables de Cr y Ni (8-2360 y 2,3-318 ppm, respectivamente). Los bajos contenidos en TiO₂ (0,07-0,9%) y los valores de las relaciones Zr/Ba (0,1-0,4), Nb/Th (0,6-9,0), Zr/Nb (1-68) y Zr/Y (0,1-1,5) se relacionan con fuentes mantélicas empobrecidas y son en gran parte comparables a los de las rocas volcánicas IAT y IAT pobres en Ti de las diversas unidades de arco de la Cordillera Septentrional. Todas las rocas del Batolito del Río Boba poseen relaciones Ti / V muy bajas, correlacionables con magmas generados en zonas de subducción y excepto los gabros, dioritas y tonalitas de La Manaclá, poseen valores por debajo del condrítico (Ti / V < 10), que implican fuentes empobrecidas. Las gabronoritas presentan valores Ti / V análogos a las rocas boniníticas de la Fm Los Ranchos.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.7), las gabronoritas, gabros y dioritas se caracterizan por un patrón con un enriquecimiento general de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb y Sr) y en ocasiones de las LREE (La-Nd), relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, que es típico de magmas relacionados con subducción. Donde ha sido posible analizarlos, presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano. Las abundancias absolutas muy bajas de HREE (0,05-0,5xN-MORB) indican el fuerte empobrecimiento de la fuente. Las relaciones de elementos móviles en una fase

fluida/inmóviles, como Sr/Nd y Ba/La, son $\gg 1$ (pero $Pb/Ce < 1$) y sugieren la presencia de un componente fluido acuoso en la fuente (Brenan *et al.*, 1995). Aunque la LOI es baja en estas rocas ($< 1,2$), la alteración a baja temperatura de estas rocas, sin embargo, puede haber modificado la abundancia primaria de estos elementos.

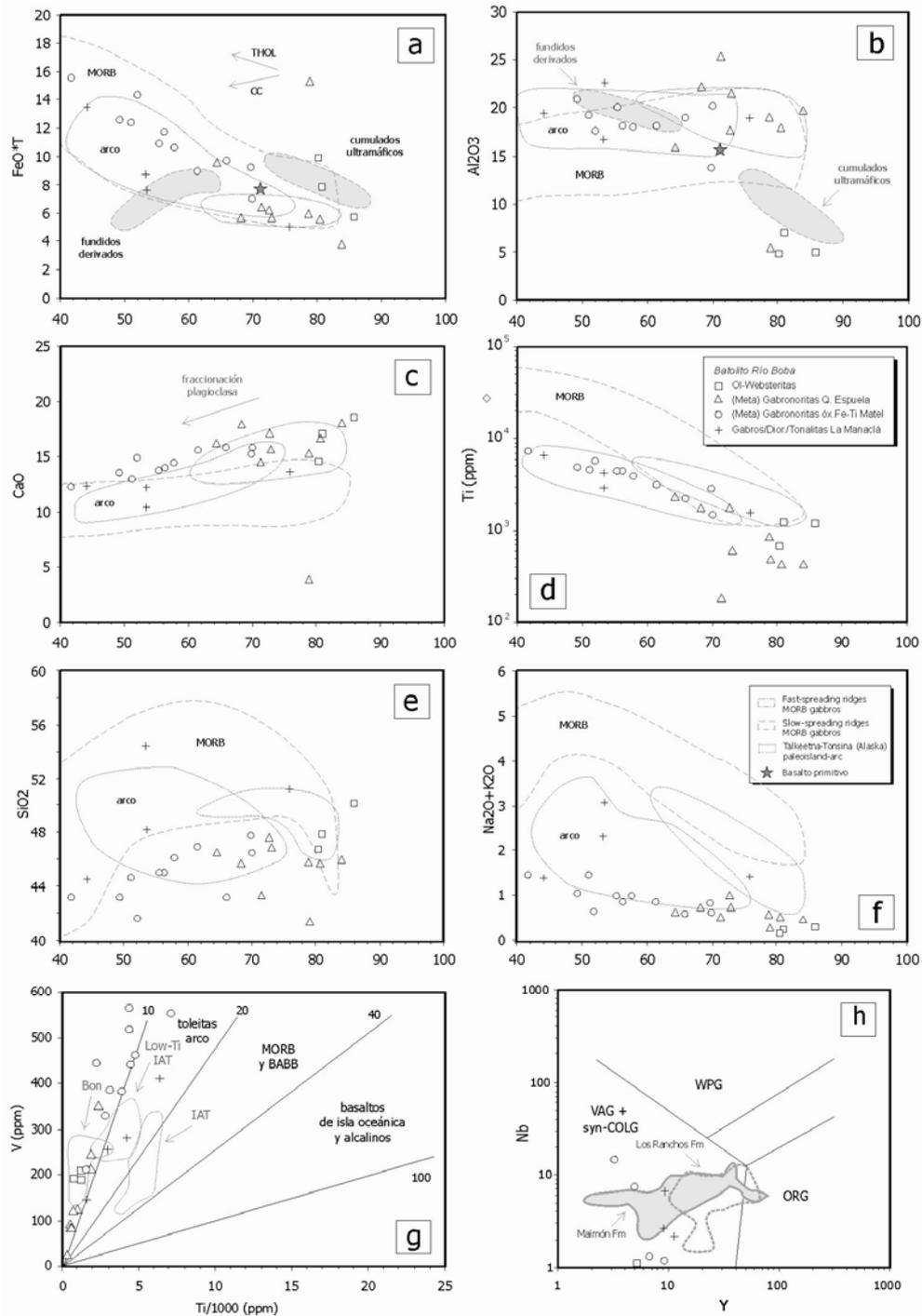


Fig. 3.6. (a-f) Diagramas de FeO^*_T , Al_2O_3 , CaO, Ti, SiO_2 y álcalis frente al Mg#, para las rocas del Batolito del Río Boba. (g) Diagrama Ti-V (Shervais, 1982). (h) Diagrama Y-Nb (Pearce *et al.*, 1984)

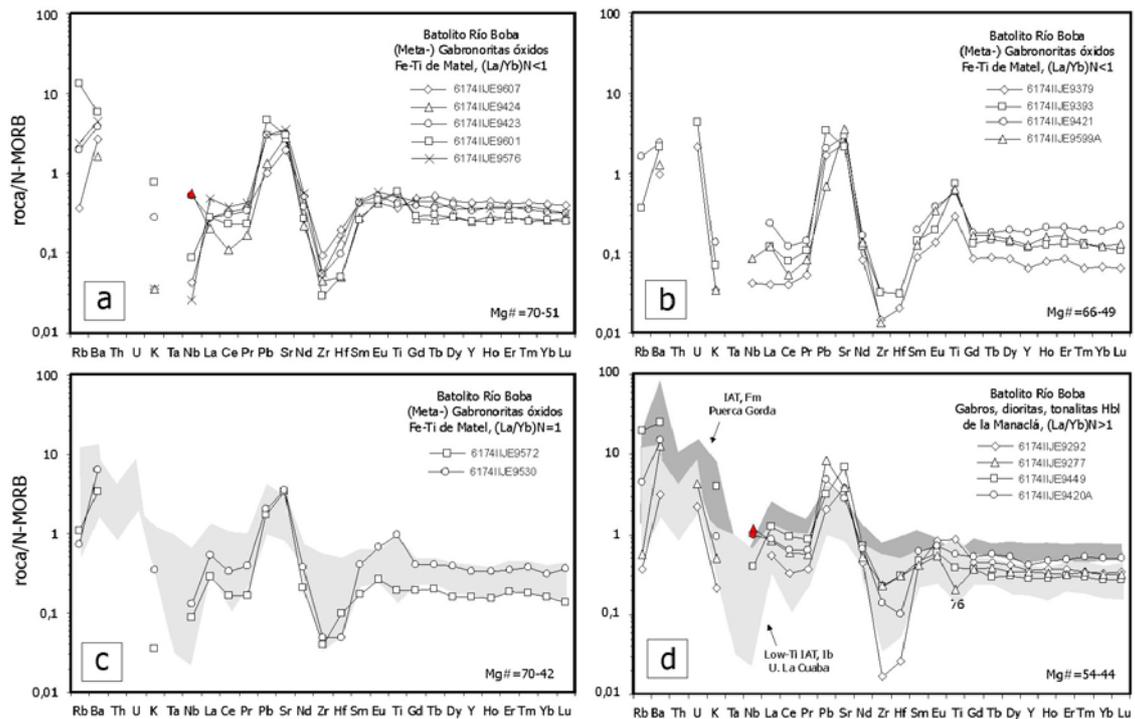


Fig. 3.7. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba

La siguiente descripción de los diferentes conjuntos ígneos distinguidos en el Batolito del Río Boba está basada en el patrón de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.8) y los valores en las relaciones $(La/Nd)_N$, $(Zr/Sm)_N$ y $(Sm/Yb)_N$, aunque posiblemente existe entre ellos una gradación composicional.

3.3.2.1. Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel

Presentan composiciones desde primitivas a fraccionadas ($Mg\#=70-42$) (Fig. 3.9) y se caracterizan por un mayor contenido en Fe_2O_{3T} (9,8-17,0%) que las gabronoritas de Quita Espuela (no aflorantes en la Hoja). Poseen contenidos variables en TiO_2 (0,24-1,18%), Cr (7-253 ppm) y un ΣREE de 2,8-16,7 ppm. En el diagrama de REE extendido se caracterizan por: una distribución de pendiente positiva ($[La/Yb]_N=0,3-1,0$), con un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,3-1,0$); anomalías negativas en Nb y Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,1-0,3$), pero marcada anomalía positiva en Ti; y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,0-1,3$; promedio 1,1). La anomalía positiva en Ti implica que la cristalización de los abundantes óxidos de Fe-Ti ha controlado la composición de estas gabronoritas. Las rocas más fraccionadas presentan una ligera anomalía en Eu debida a la acumulación de plagioclasa.

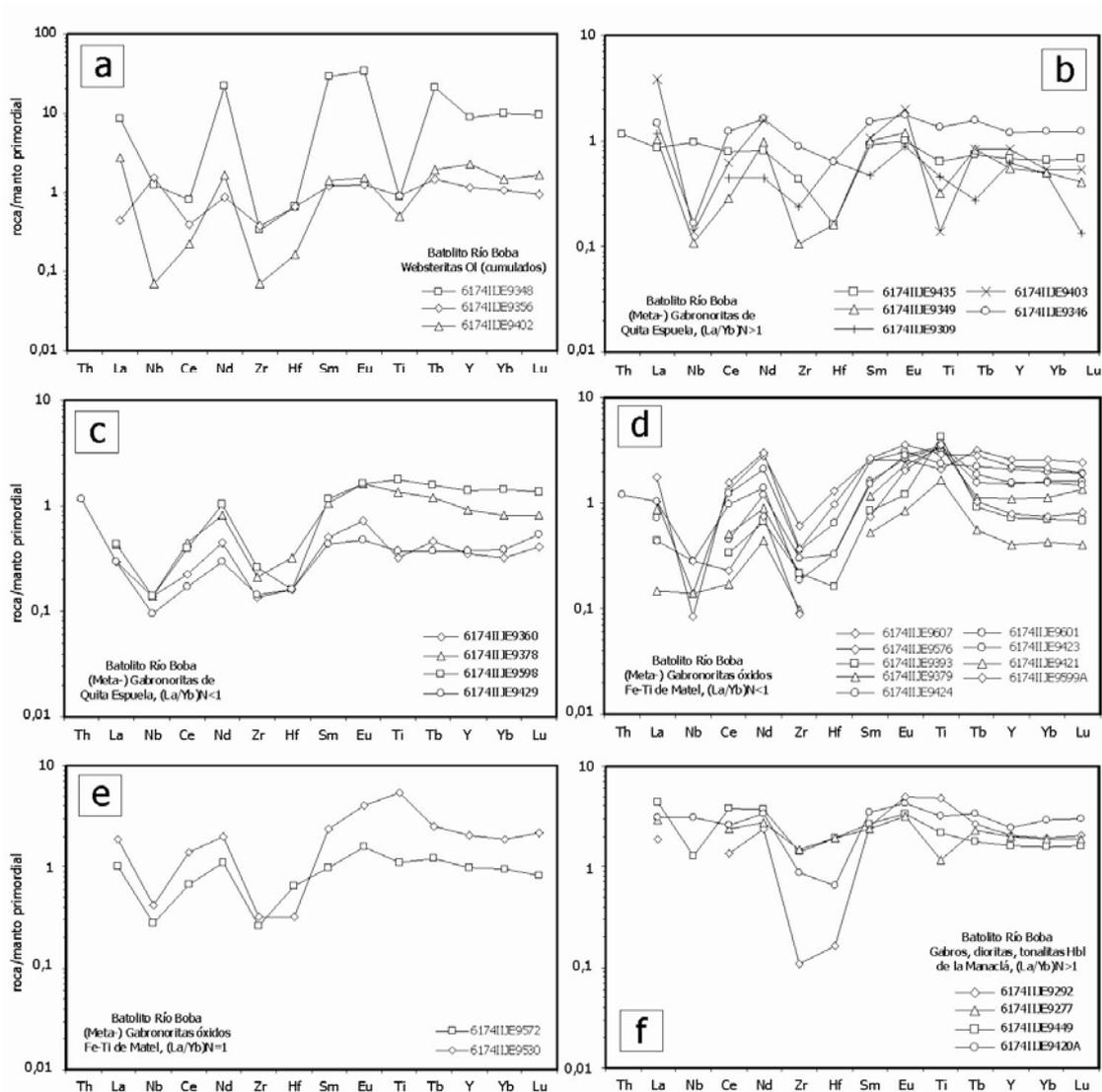


Fig. 3.8. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba

3.3.2.2. Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá

Se trata de un heterogéneo conjunto de gabros y dioritas hornbléndicas de tonos gris-verdosos, grano medio a grueso y variablemente bandeadas o foliadas, que se relacionan cartográficamente con las intrusiones de composición diorítico-tonalítica con hornblenda.

Los gabros y las dioritas hornbléndicas presentan composiciones moderadamente fraccionadas ($Mg\# = 54-44$) y se caracterizan por un menor contenido en Fe_2O_{3T} (8,2-14,7%) que las gabronoritas de Martel. Los contenidos en TiO_2 y Cr son de 0,5-1,0% y 7-55 ppm, respectivamente, con un ΣREE de 15,6-22,7 ppm. En el diagrama de REE

extendido se caracterizan por: una distribución de pendiente plana o ligeramente negativa ($[La/Yb]_N=1,0-2,7$), con una distribución plana de LREE ($[La/Nd]_N=0,8-1,2$); una ligera anomalía negativa en Nb y Eu; una fuerte anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,04-0,6$); y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,2-1,3$). Poseen ligeras anomalías positivas y negativas en Ti relacionadas con la acumulación o fraccionación de los óxidos de Fe-Ti.

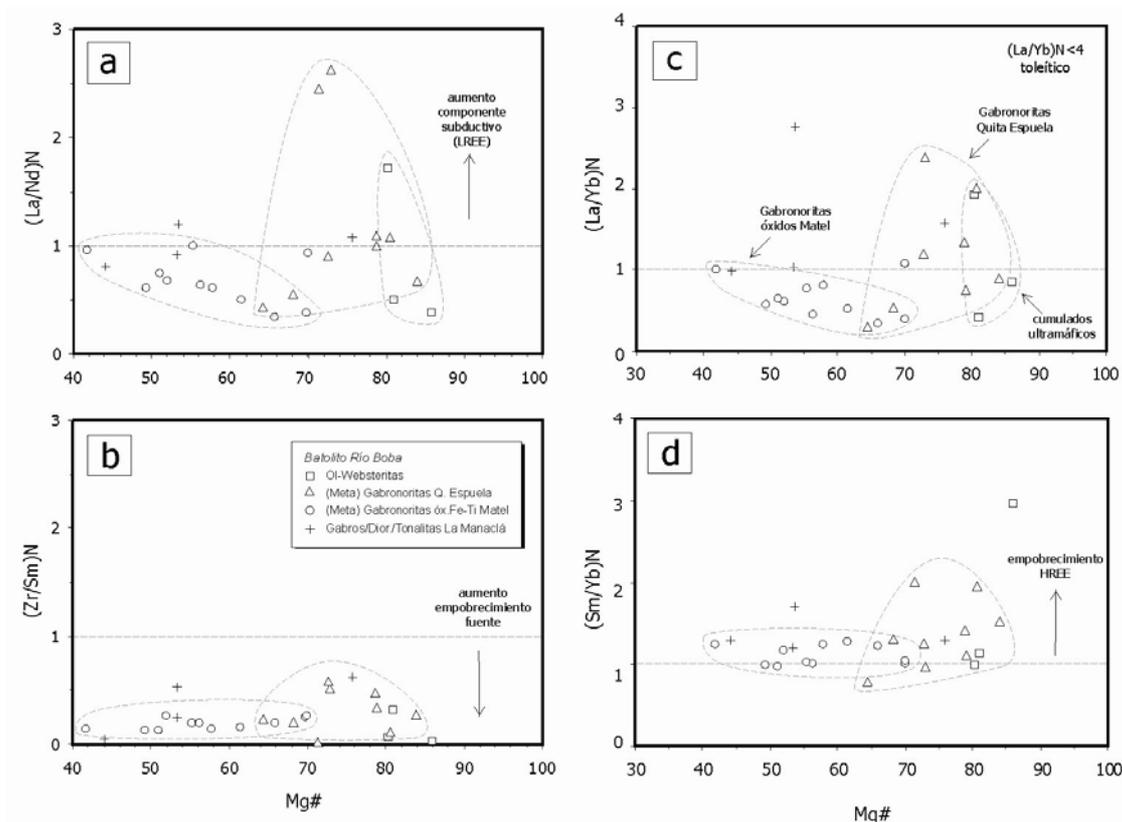


Fig. 3. 9. Diagramas de $(La/Nd)_N$, $(La/Yb)_N$, $(Zr/Sm)_N$ y $(Sm/Yb)_N$ frente al Mg#, para rocas del Batolito del Río Boba

Tan sólo se ha analizado una muestra correspondiente a las dioritas y tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, foliadas. Posee un elevado Mg# (76), debido a su relativamente alto contenido en MgO (8,2%). Su elevado contenido en álcalis sugiere que se trata de una facies con acumulado de hornblenda. Presenta contenidos bajos en Fe_2O_{3T} (5,5%), TiO_2 (0,2%) y ΣREE (17,7 ppm), pero alto en Cr (174 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.8), muestra una distribución de pendiente ligeramente negativa ($[La/Yb]_N=1,6$), con: distribución plana de LREE ($[La/Nd]_N=1,07$), ligera anomalía positiva en Eu y negativa en Ti, suave anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,6$) y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,3$).

3.3.2.3. Interpretación

La composición de elementos mayores y traza de roca total es consistente con que los diferentes conjuntos ígneos del Batolito del Río Boba procedan de magmas parentales similares, constituyentes de una secuencia magmática cuya evolución estuvo controlada por procesos de diferenciación. Aunque existen ligeras diferencias en los contenidos en LREE y HREE de las rocas, la variabilidad composicional puede ser relacionada principalmente con procesos de cristalización fraccionada, en la que la abundancia de REE y HFSE aumenta y el Mg# disminuye con la diferenciación en cada grupo composicional. La importancia de la fraccionación de plagioclasa y de los óxidos de Fe-Ti queda reflejada por la variación en la composición de elementos mayores y traza. Las tendencias de variación de Al_2O_3 , CaO y TiO_2 en las gabronoritas, sin saltos composicionales, son principalmente resultado de la fraccionación de estas fases. Las gabronoritas de Martel muestran importantes anomalías positivas de Eu y Ti, consistentes con la acumulación de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti.

Estas pautas evolutivas son acordes con los datos experimentales de Müntener *et al.* (2001), que calculan la composición de cumulos ultramáficos y fundidos derivados a partir de la cristalización de basaltos de arco primitivo en condiciones corticales profundas e hidratadas ($P=12$ kbar y ~ 3 % H_2O). El rango de composiciones de las gabronoritas del Batolito del Río Boba arranca aproximadamente a partir de esta composición primitiva y evoluciona de forma continua con el descenso en Mg# hacia los fundidos derivados, aunque a composiciones más ricas en FeO^*_T . Esto sugiere una relación genética entre las rocas ultramáficas y máficas, así como una combinación de procesos magmáticos de fraccionación y de acumulación para la formación de las gabronoritas, como también indican los diagramas de REE. No obstante, se requieren volúmenes mayores de cumulos ultramáficos para dar lugar a la masa de gabronoritas, así como la existencia de rocas volcánicas contemporáneas más diferenciadas.

Los magmas parentales de los diferentes conjuntos ígneos del batolito proceden de la fusión de un manto con espinela fuertemente empobrecido, como se desprende del bajo contenido en TiO_2 , las bajas abundancias absolutas de REE (0,4-2,7xPM en todo el batolito) y de HFSE, así como la marcada anomalía negativa en Zr-Hf. La fuente posee una variable componente añadida relacionada con subducción, que se manifiesta por el enriquecimiento general en LILE, particularmente en Pb y Sr, y la anomalía negativa en Nb (respecto a Th-La) en prácticamente todas las muestras

(exceptuando la posible contaminación durante el molido de Nb-Ta). Esta componente fue añadida principalmente a partir de los fluidos acuosos procedentes de la deshidratación de la lámina que subduce, como sugieren los altos contenidos en Ba y de otros elementos móviles en fluidos. Sin embargo, los bajos contenidos en Th (generalmente por debajo del límite de detección analítica de 0,1 ppm) y LREE (La) sugieren una mínima componente sedimentaria en dicha fuente.

Después de la intrusión a alta temperatura del Batolito del Río Boba, el complejo plutónico/metaplutónico fue deformado heterogéneamente durante su enfriamiento en condiciones de las facies granulítica de media-baja presión y anfibolítica. Algunas diferencias composicionales en los elementos más incompatibles entre las gabronoritas y sus equivalentes deformados y metamorfizados a alta temperatura pueden ser debidas a su movilidad durante estos procesos.

3.4. Geocronología

El muestreo del macizo de Río San Juan efectuado en las Hojas de Río San Juan (6174-I) y Guayabito (6174-II) ha permitido realizar dataciones geocronológicas mediante los métodos U-Pb y Ar-Ar. Las muestras datadas por el método U-Pb en zircones fueron: un gabro hornbléndico de grano grueso, pegmatítico; un leucogranito a leucotonalita con mica blanca de grano grueso; y una gabro-diorita hornbléndica.

El gabro hornbléndico corresponde a un dique intrusivo subconcordantemente en las Serpentinitas de Gaspar Hernández. La muestra proporcionó una edad de $136,4 \pm 0,3$ Ma (límite Valanginiano-Hauteriviano), muy antigua en la historia magmática de la Cordillera Septentrional. Se interpreta como la edad de cristalización del magma, cuya geoquímica es de tipo N-MORB, generado por procesos de fusión en el manto para dar lugar a magmas basálticos cristalizados en condiciones de baja presión. El gabro y el macizo serpentinitico que lo contiene constituyen un fragmento ofiolítico de la litosfera oceánica abisal proto-caribeña (probablemente generada por separación de Norte y Sudamérica), que no subdujo (ya que no ha desarrollado asociaciones de alta presión) y fue incorporado a la Mélange de Jagua Clara del prisma de acreción.

El dique de leucotonalita con mica blanca emplazado en la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara ha proporcionado una edad de $68,9 \pm 0,3$ Ma (límite Campaniano-Maastrichtiano) por el método de U-Pb en zircones, consistente con las edades Ar-Ar de enfriamiento a $T < 400^\circ \text{C}$ (fengita) obtenidas en los bloques de eclogitas por Krebs

et al. (2008). Se interpreta como la edad de cristalización de la leucotonalita y, como indican las evidencias de campo, de la edad del cizallamiento dúctil más tardío en la mélangé. La misma roca ha proporcionado una edad de $1042,8 \pm 2,8$ Ma, que implica la existencia de núcleos de zircón de edad Greenville mezclados con bordes de edad cretácica. Como establece la geoquímica de roca total, caracterizada por un enriquecimiento en elementos LILE, Th y LREE, estas rocas poseen un componente procedente de la lámina que subduce (corteza+sedimentos), por lo que la leucotonalita corresponde probablemente a fundidos de sedimentos siliciclásticos subducidos (+corteza oceánica), derivados del margen continental meridional de Norteamérica, es decir, sedimentos mesozoicos con zircones detríticos greenvillianos depositados en la plataforma de Las Bahamas.

La gabro-diorita hornbléndica corresponde a las facies más tardías del Batolito del Río Boba y ha proporcionado una edad de $90,1 \pm 0,2$ Ma (límite Turoniano-Coniaciano, que se interpreta como la de cristalización del magma. Coincide con la edad de un evento magmático ampliamente representado en las cordilleras Central y Septentrional, estableciendo posibles relaciones genéticas entre las rocas volcánicas ácidas y el voluminoso plutonismo gabro-tonalítico del batolito. Los datos geoquímicos indican que estos magmas están relacionados con procesos de subducción.

4. TECTÓNICA

De las dos grandes unidades geológicas que forman parte de la Hoja de Salcedo, la Cordillera Septentrional conforma, junto con la Península de Samaná, un dominio geológico bien diferenciado del resto de La Española, al concurrir en él procesos directamente relacionados con la evolución del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana. Posee una dirección ESE-ONO, estando limitada al sur por la Zona de Falla Septentrional, de idéntica orientación.

Por lo que respecta a la cuenca del Cibao, se extiende con dirección ENE-OSO entre las cordilleras Central, al sur, y Septentrional, al norte. Su límite meridional está condicionado por la Zona de Falla de La Española, pero los materiales de relleno de la cuenca se disponen discordantemente sobre los materiales ígneo-metamórficos del borde de la Cordillera Central, en tanto que al norte son truncados por la Zona de Falla Septentrional, que ha actuado como un borde activo de la cuenca durante su evolución más reciente.

4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la región

La isla de La Española se sitúa sobre el margen norte de la placa del Caribe (Fig. 4.1), margen que ha evolucionado desde un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a un límite dominado por desplazamientos en dirección de carácter sinistro que acomoda el desplazamiento de la placa del Caribe hacia el este en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991b). El cambio en el régimen geodinámico tuvo lugar como consecuencia de la colisión oblicua con la plataforma de Las Bahamas, fenómeno diacrónico acontecido en el Eoceno Medio-Superior en el caso de La Española. Este régimen transcurrente comenzó con la apertura del Surco del Caimán con carácter transtensivo (Mann *et al.*, 1991b), manteniéndose hasta la actualidad en un contexto transpresivo.

La placa del Caribe se desplaza hacia el este con respecto a las placas Norte y Sudamericana a una velocidad de unos 18-20 mm/año (Dolan y Mann, 1998; Dixon *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002). Este movimiento relativo se acomoda en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional (y fallas asociadas, como la del Camú), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera, y los

movimientos sinistros, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991b).

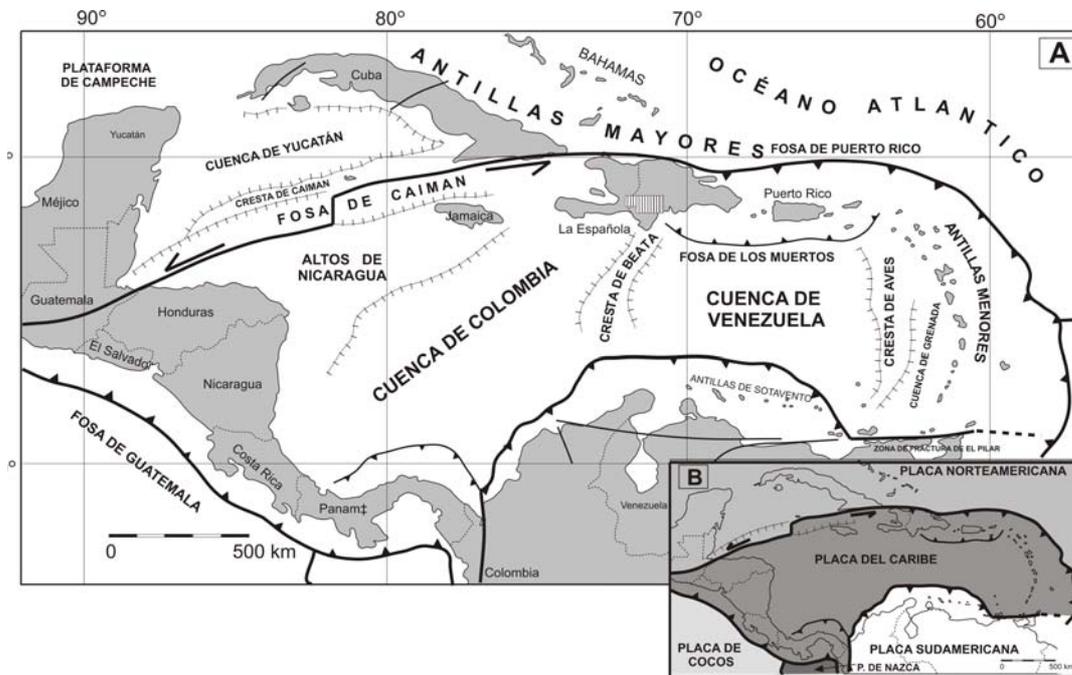


Fig. 4.1. Situación de La Española en el contexto geodinámico caribeño

4.1.1. Estructura de la Cordillera Septentrional en la región

Los materiales de la Cordillera Septentrional han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas como consecuencia de la colisión y convergencia oblicua de las placas caribeña y norteamericana desde el Paleógeno hasta la actualidad. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre (Septentrional, del Camú, del Río Grande, entre otras), observándose un plegamiento que afecta a todo el dominio. Los complejos de basamento afloran con dirección NO-SE, ligeramente oblicua a la ESE-ONO de la cordillera, mostrando una disposición escalonada “hacia la derecha”, claramente asociada a inflexiones contractivas (o *restraining bends*) kilométricas, consistentes con el sentido de cizallamiento sinistro que afecta a toda la región. La mayoría de estos *restraining bends* se reconocen bien en el mapa de gradiente vertical por su forma sigmoidal en planta, siendo el más espectacular el que produce el afloramiento del macizo ígneo-metamórfico de Río San Juan en el extremo oriental de la cordillera (Fig. 4.2). Es mucho más difícil establecer el modelo de deformación que ha afectado a los materiales terciarios que rellenan la cuenca del

Cibao, pero en cualquier caso, en el citado mapa se observa que han sido sufridos una tectónica mucho menos intensa que la cordillera.

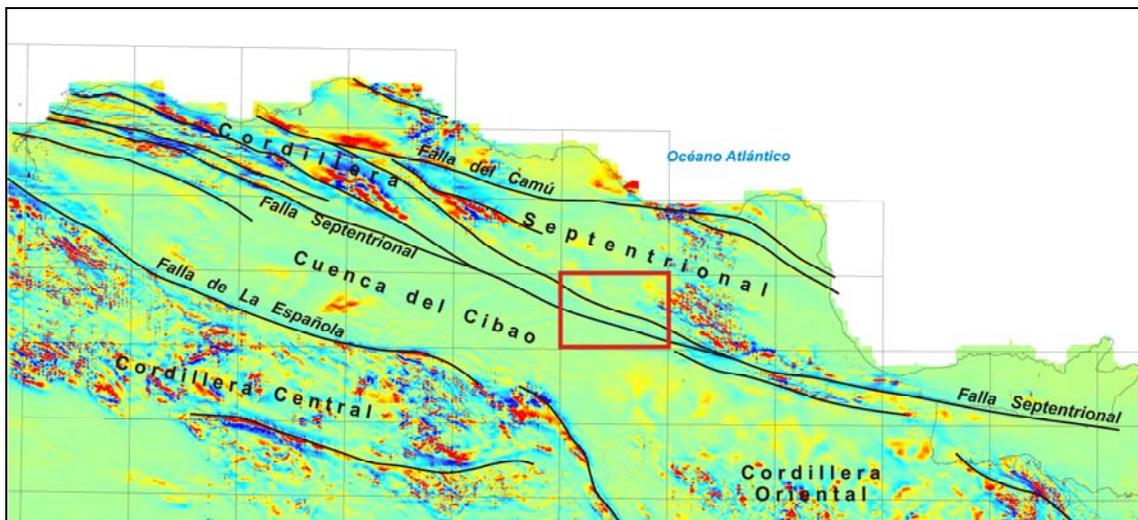


Fig. 4.2. Principales estructuras del sector septentrional de La Española, deducidas del Mapa de Gradiente vertical (Ayala *et al.*, *in press*)

Pese a que la falla Septentrional se identifica con el límite entre la Cordillera Septentrional y la cuenca del Cibao, en realidad su traza activa no coincide con el frente montañoso (Mann *et al.*, 1998). Así, en el sector Santiago-San Francisco de Macorís la traza activa se localiza en el interior de la cuenca, desplazada unos centenares de metros con respecto al frente montañoso, en tanto que hacia el oeste la falla se segmenta en diferentes ramales que parecen más activos hacia el sur.

La ausencia de marcadores regionales impide un cálculo riguroso de los desplazamientos laterales, relativos o absolutos, producidos a favor de la falla Septentrional, si bien algunos autores han realizado estimaciones a partir de correlaciones diversas. Así, Eberle *et al.* (1982) justifican un desplazamiento superior a 100 km a partir de la correlación de depósitos aluviales auríferos. Por su parte, Erikson *et al.* (1998), deducen un desplazamiento post-Mioceno de 55-125 km mediante la correlación de cuencas productoras de ámbar. A mayor escala, Pindell y Barret (1990) sugieren que la falla Septentrional ha debido acomodar una parte de los más de 400 km de desplazamiento lateral sinistro ocurrido entre Cuba y La Española a partir del Mioceno Inferior. Más recientemente, los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados por Braga (2010) sobre la Fm Haitises y las unidades relacionadas con ella, han permitido deducir un desplazamiento de unos 200 km para explicar sus distribuciones de facies.

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la del Río Grande (De Zoeten y Mann, 1999), que atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ESE-ONO hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional. Muy probablemente enlaza con la Zona de Falla del Camú inmediatamente al sur de Imbert. En cuanto a la falla del Río Bajabonico, se puede considerar asociada a la falla del Río Grande, discurriendo en paralelo algunos kilómetros al este de ella, con una traza difusa en su sector oriental.

La intersección de las fallas o zonas de falla principales divide la cordillera en grandes bloques más o menos romboidales, característicos de zonas transpresivas. Son los bloques de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan, a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. La geometría en planta de la cordillera corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*), dentro del cual se pueden identificar zonas de altitudes máximas, mayor acortamiento y exposición de rocas del sustrato o basamento correspondientes a inflexiones contractivas o *restraining bends* de rango kilométrico. Por ejemplo, el afloramiento del complejo de Río San Juan se puede considerar asociado a una inflexión contractiva aguda (*sharp restraining bend*) en la que el movimiento a través de las dos fallas principales (del Camú y Septentrional) se transfiere mediante las fallas relativamente ortogonales a éstas que conforman sus límites oriental y occidental.

Buena parte de la estructuración previa al Mioceno Superior, en la que los complejos ígneo-metamórficos coinciden con estructuras anticlinoriales más o menos apretadas entre las que se disponen potentes series turbidíticas paleógenas configurando sinclinorios, queda fosilizada por los materiales margoso-calizos de las Fms. Villa Trina y Los Haitises. Éstos se distribuyen ampliamente por la cordillera y constituyen los mejores indicadores de la deformación reciente, mostrando a grandes rasgos un basculamiento general hacia el norte debido a la componente de salto vertical de la falla Septentrional; el techo de dichas formaciones configura una gran cuesta, intensamente meteorizada y dislocada por fallas de entidad menor.

4.1.2. Estructura de la Cuenca del Cibao en la región

Debido al extenso tapiz de depósitos cuaternarios que recubre la cuenca del Cibao, el conocimiento de la estructura de su relleno sedimentario deriva en buena medida de la información geofísica disponible. En este sentido, el perfil elaborado por la compañía

Weeks Petroleum (1981) en la transversal de Salcedo (Fig. 4.3) permitió establecer la presencia de dos grandes unidades de relleno separadas por una discordancia (Edgar, 1991), de las que la inferior, dispuesta sobre el basamento ígneo-metamórfico, ha sido asimilada al Grupo Tavera (Oligoceno) y la superior, al Grupo Yaque (Mioceno-Plioceno).

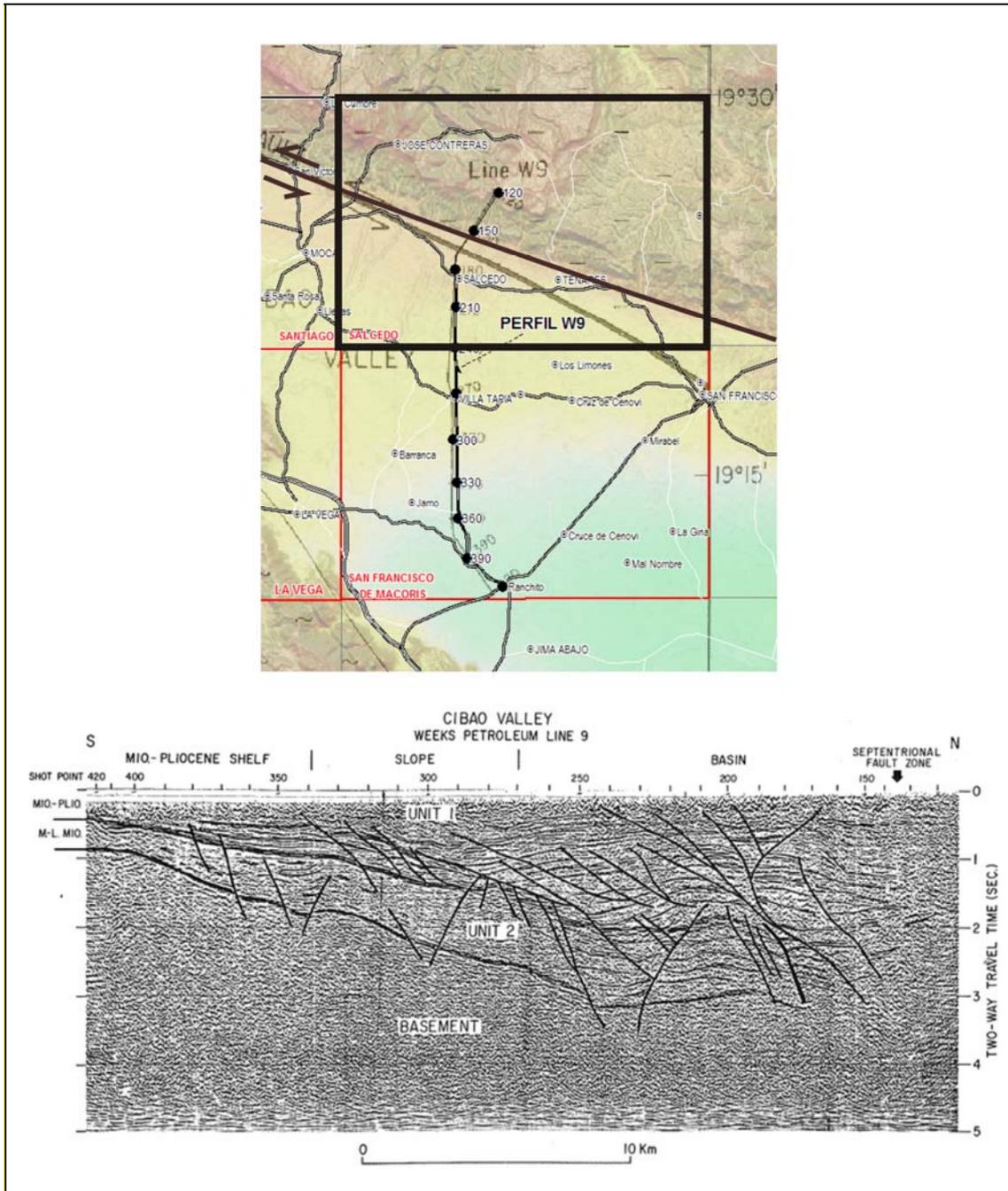


Fig. 4.3. Estructura de la cuenca del Cibao (Edgar, 1991) a partir del perfil sísmico de Weeks Petroleum (1981)

Esta sucesión se estructura en un amplio sinclinal con el eje desplazado hacia el borde septentrional, el flanco meridional largo y de suaves buzamientos y el flanco norte truncado por la falla Septentrional. Son muy abundantes las fallas cuyos planos buzanan suave a moderadamente hacia el norte, afectando a la totalidad de la serie, reconociéndose un menor número de accidentes cuyos planos buzanan hacia el sur, afectando a los niveles inferiores.

4.2. Estructura de la Hoja de Salcedo y cronología de la deformación

La historia geológica de la zona registra una deformación prácticamente continua, deformación que se ha plasmado de diversas formas según los distintos conjuntos litoestratigráficos existentes, afectando en mayor o menor medida a todos ellos, excepción hecha de los depósitos cuaternarios más recientes.

En base a criterios de superposición de macro y mesoestructuras y a las relaciones microestructurales de las paragénesis minerales relacionadas, se han reconocido grupos de estructuras dúctiles, dúctil-frágiles y frágiles, relacionables con tres periodos deformativos principales (D1-D3), de los que los dos primeros afectan exclusivamente al basamento del macizo de Río San Juan, cuya compleja evolución ha provocado una deformación perceptible a todas las escalas. A escala cartográfica, se observa el desarrollo de una tectónica de desgarres y plegamiento que también afecta a la sucesión paleógena, a diferencia de lo observado en la serie neógena, cuya principal deformación consiste en un ligero basculamiento, acompañado de una densa fracturación.

4.2.1. Deformación D1

Se pone de manifiesto exclusivamente en la Unidad de La Cuaba, a través de una fábrica plano-linear bandeada y porfiroblástica S_1 , de dirección muy variable entre NNE-SSO a NO-SE e incluso E-O, y ángulos medios y bajos de buzamiento al O y SO. La lineación mineral L_1 presenta una gran dispersión en la orientación entre NNO-SSE y NO-SE a ENE-OSO, con ángulos de inmersión bajos hacia el O y SO. Se asocia con la fase metamórfica M1.

De forma poco frecuente, se han observado pliegues isoclinales e intrafoliares del bandeado S_1 y un *boudinage* asimétrico de la foliación. En algunas anfíbolitas existen evidencias microtexturales que indican que durante esta fase tuvo lugar el crecimiento

tardi- y post-cinemático del granate junto a un anfíbol pargasítico-tschermakítico, epidota, plagioclasa, cuarzo y rutilo. En momentos avanzados de D1 tuvo lugar la intrusión de gabros, dioritas y tonalitas hornbléndicas concordantes con la foliación principal (S_1). La edad de esta fase ha sido establecida en ~ 85 Ma a partir de la edad de leucotonalitas con granate concordantes.

En momentos avanzados de esta fase tuvo lugar la intrusión del Batolito del Río Boba en la Unidad de La Cuaba. Las gabronoritas y gabros han desarrollado una fábrica magmática planar S_m , definida por un bandeo modal ígneo, que a escala del batolito presenta una orientación predominante ESE-ONO, y ángulos de buzamiento medios y bajos, principalmente al SO. Asociadamente, se desarrolló una lineación mineral L_m , que presenta una amplia dispersión en la subhorizontal, pero con predominio de la orientación al SSE. Como establecen las edades obtenidas en una gabro-diorita hornbléndica, la intrusión de las facies más tardías del batolito tuvo lugar a los $90,1 \pm 0,2$ y $92,0 \pm 7,4$ Ma.

4.2.2. Deformación D2

La fábrica S_1 está afectada en bandas subparalelas y a bajo ángulo por fábricas porfiroclásticas y miloníticas S_2 . Esta fase se relaciona con la estructuración y el funcionamiento de un cizallamiento dúctil sin-metamórfico de escala kilométrica; es de carácter retrógrado y produce el reemplazamiento del granate por agregados de anfíbol hornbléndico y plagioclasa en “coronas” y agregados simplectíticos. En momentos avanzados tuvo lugar la intrusión de gabros, dioritas y tonalitas hornbléndicas concordantes con la foliación principal S_2 . La fase metamórfica M2 tiene carácter de sin- a tardi-D2 y tuvo lugar en condiciones metamórficas retrógradas, propias de la facies de las anfibolitas y de los esquistos verdes.

En el batolito se superponen fábricas subsólidas deformativas de alta temperatura formadas durante el enfriamiento desde condiciones de la facies de las granulitas con orto y clinopiroxeno (sin granate) a la de las anfibolitas de media/baja presión. La foliación deformativa formada (S_p) posee un carácter no-coaxial y presenta una orientación subparalela a la S_m ígnea, con una lineación mineral y de estiramiento (L_p), dispuesta en general subhorizontalmente. Los indicadores cinemáticos son ambiguos y no se ha podido establecer el sentido de cizalla en las fábricas no-coaxiales.

El batolito aparece también deformado por un sistema de zonas de cizalla subverticales, que dan lugar a la formación de una fábrica S_{p+1} no-coaxial subvertical de dirección OSO-ENE y a una lineación de estiramiento L_{p+1} subhorizontal. Donde ha podido ser establecido, el sentido de cizallamiento subvertical es sinistro.

4.2.3. Deformación D3

Es la primera única fase de deformación que afecta tanto al basamento metamórfico del Complejo de Río San Juan como a la cobertera sedimentaria constituida por las Fms. Las Lavas y La Toca. Consiste en un sistema de pliegues y desgarres sinistros de plano vertical, que poseen una dirección predominante ESE-ONO a NO-SE.

Tanto la Unidad de La Cuaba como el Batolito del Río Boba aparecen deformados por un sistema de pliegues antiformales y sinformales, tanto abiertos como cerrados, que dan lugar a la formación de una S_{p+1} local. Las condiciones metamórficas de esta deformación son propias de las facies anfibolítica de baja temperatura y de los esquistos verdes. Esta deformación produce ondulaciones y pliegues de longitud de onda kilométrica en las foliaciones magmática y deformativa desarrolladas en el batolito.

El plegamiento se ha desarrollado de forma más evidente en relación con la Fm La Toca; aunque no suele ser reconocible a nivel de afloramiento, es evidente a nivel cartográfico, plasmándose en varios anticlinales y sinclinales de 1 a 3 km de eje, subparalelos a la falla del Río Grande, que limita sus afloramientos al sur. En el borde del macizo de Río San Juan, el propio contacto de los materiales ígneo-metamórficos con las Fms. Imbert y La Toca aporta información sobre el plegamiento de mayor escala, de forma que los salientes del basamento, coincidentes con elevaciones topográficas, corresponden a antiformes, y los entrantes, coincidentes con relieves más deprimidos, corresponden a sinformes. Este hecho es evidente en la representación cartográfica de la Hoja de Río San Juan (6174-I), intuyéndose en la presente que los sinformes quedan ocultos bajo los Conglomerados de La Piragua.

Es difícil establecer la geometría original relacionada con esta fase para la sucesión turbidítica del Mb La Pocilguita, ya que la acción de las fallas Septentrional y del Río Grande la ha truncado, de forma que tan sólo se reconocen buzamientos bajos-medios ($15-40^\circ$) hacia el NNE.

En cualquier caso, las estructuras más destacadas desarrolladas durante esta fase son los desgarres sinistros de dirección ESE-ONO, elementos básicos en la estructura de la Cordillera Septentrional y que aquí son los factores que determinan su límite con la cuenca del Cibao, además de delimitar las distintas unidades ígneo-metamórficas del macizo de Río San Juan.

De todos estos desgarres, el más relevante es la falla Septentrional, accidente perceptible nítidamente a cualquier escala, pero que en detalle se muestra como un conjunto de fallas subparalelas de continuidad y envergadura variables. Entre los estudios realizados sobre ella cabe destacar el de Mann *et al.* (1998), en el que además de abordar sus principales aspectos a lo largo de la cordillera, se hace un minucioso estudio de su trazado en el sector correspondiente a la Hoja, incluyendo la apertura y el análisis de trincheras.

A nivel morfológico, el principal elemento de la Zona de Falla Septentrional es el desgarre que configura el límite entre la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao (falla del Frente Montañoso; Mann *et al.*, 1998), debido a la importante componente vertical positiva del bloque norte, de varios miles de metros. En detalle, este límite se encuentra en retroceso por la erosión de los abanicos y elementos de la red fluvial que emergen de la cordillera, indicando que durante el periodo más reciente, esta falla ha permanecido inactiva.

Por el contrario, a algo menos de 1 km al sur de la anterior discurre en paralelo una falla con un reflejo morfológico sensiblemente inferior (falla de Jacagua; Mann *et al.*, 1998). A diferencia de las restantes fallas de este sistema, el bloque elevado es el meridional, si bien con un salto inferior a 10 m. En cualquier caso, lo más destacado de este accidente es su carácter activo, como se desprende de sus efectos, no sólo desnivelando los abanicos que tapizan la cuenca, sino modificando la dirección de los cursos fluviales actuales coincidiendo con su trazado.

Aproximadamente 1 km al norte de la falla del Frente Montañoso, discurre otra falla paralela que provoca un desnivel topográfico superior al de aquélla. Probablemente se trate de la prolongación de la falla del Río Grande, que se une a la falla Septentrional en el extremo oriental de la Hoja. A su vez, entre uno y dos kilómetros al norte de ésta se reconocen diversos segmentos de falla que podrían corresponder a la falla del Río Bajabonico, pero en este caso su trazado parece más difícil de reconstruir.

Todo este conjunto de pliegues y desgarres fue generado por una deformación transpresiva desarrollada hasta el Mioceno Inferior-Medio, pues no parece afectar ni a los Conglomerados de La Piragua ni a materiales más recientes. Por ello, en buena parte de la Hoja las estructuras generadas durante el Paleógeno-Mioceno Medio quedan ocultas bajo los extensos afloramientos de los materiales del Mioceno Superior-Pleistoceno.

Durante el Cuaternario, el funcionamiento de los principales desgarres se ha puesto de manifiesto por la emersión de los materiales correspondientes a las Fms. Villa Trina y Los Haitises. En este sentido, la acción combinada de las fallas Septentrional, del Río Grande y del Río Bajabonico, ha provocado la elevación de los materiales marinos plio-cuaternarios de su bloque septentrional hasta alturas cercanas a 1.000 m y su basculamiento hacia el NNE. Este suave basculamiento es perceptible sobre el terreno debido a la superficie que determina el techo de la Fm Los Haitises, pero es mucho más evidente al observar el descenso altimétrico del contacto cartográfico entre dicha unidad y la Fm Villa Trina en la vecina Hoja de Gaspar Hernández (6174-IV).

La red de fracturación más reciente corresponde a un denso entramado de fallas de componente vertical, más evidentes cuando afectan a los niveles rígidos de la Fm Los Haitises, pero muy abundantes en cualquier caso a lo largo de la cordillera y presentes también en la cuenca del Cibao. Sus trazas pueden sobrepasar 4 km de longitud y sus orientaciones son muy variables, pero predominan las ESE-ONO a NO-SE.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Análisis geomorfológico

En el presente capítulo se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales), se describe en el apartado correspondiente del capítulo de estratigrafía (2.2.3).

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

5.1.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Así, los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan y las series paleógenas se alinean a favor de estructuras de dirección ESE-ONO, configurando sucesiones de elevaciones y valles con dicha orientación. Por su parte, el techo de los materiales sedimentarios plio-pleistocenos de la Cordillera Septentrional conforma una superficie estructural incidida por una eficiente erosión fluvial (Fig. 5.1) y trastocada localmente por una fracturación cuyos efectos son la creación y desnivelación de bloques. Por lo que respecta al Valle del Cibao, los extensos depósitos cuaternarios ocultan totalmente las estructuras del sustrato; en cualquier caso, su límite con la cordillera tiene un marcado condicionante estructural, al estar configurado por la falla Septentrional.

5.1.1.1. Formas estructurales

Se encuentran ampliamente distribuidas, principalmente por el ámbito de la Cordillera Septentrional y sus bordes. Las más destacadas son las *fallas con expresión morfológica*, que se manifiestan a través de la delimitación de las grandes unidades

oroográficas, así como en la distribución de algunos relieves menores y en la orientación de numerosos elementos de la red de drenaje (Fig. 5.2). En ocasiones se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos y en otros, ciertos rasgos morfológicos parecen estar condicionados por ellas, sin que se tenga la total certeza de su existencia, habiéndose representado en ambos casos como *fallas supuestas*.

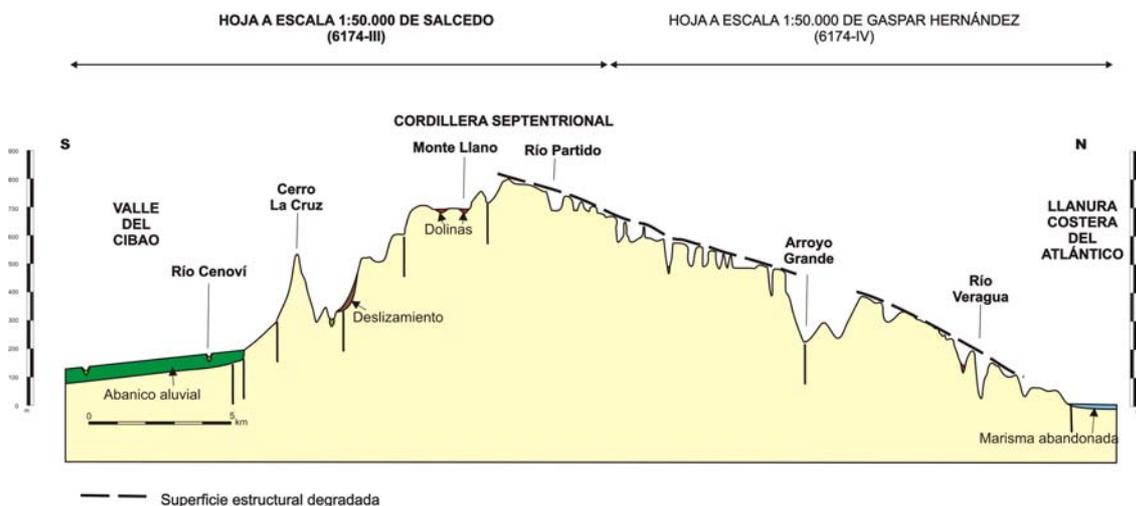


Fig. 5.1. Perfil esquemático de la Cordillera Septentrional en la transversal de la Hoja de Salcedo (6174-III). Exageración vertical aproximada 5:1

La falla más relevante es la Septentrional, de orientación ESE-ONO. En realidad, se trata de un sistemas de varias *fallas en dirección* paralelas de carácter sinistro, de los que la principal a nivel morfológico limita la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao; pese a su carácter rectilíneo a escala regional, en detalle se observa cómo el frente montañoso muestra un retroceso incipiente debido a la acción erosiva de los numerosos cursos fluviales que abandonan la cordillera, indicando que la falla no es activa actualmente. Por el contrario, la clara adaptación de la red de drenaje a la falla de Jacagua, que discurre al sur de la principal a una distancia aproximada de 1 km, indica su actividad, confirmada por diversos estudios (Mann *et al.*, 1998). Otra marcada falla, la del Río Grande, discurre a una distancia similar, pero al norte de la principal, manifestándose mediante un destacado cambio de pendiente de la cordillera. Son muy numerosas las fallas de menor entidad que condicionan la orientación de diversos tramos de la red de drenaje, predominando las de orientación ESE-OSO a NO-SE.

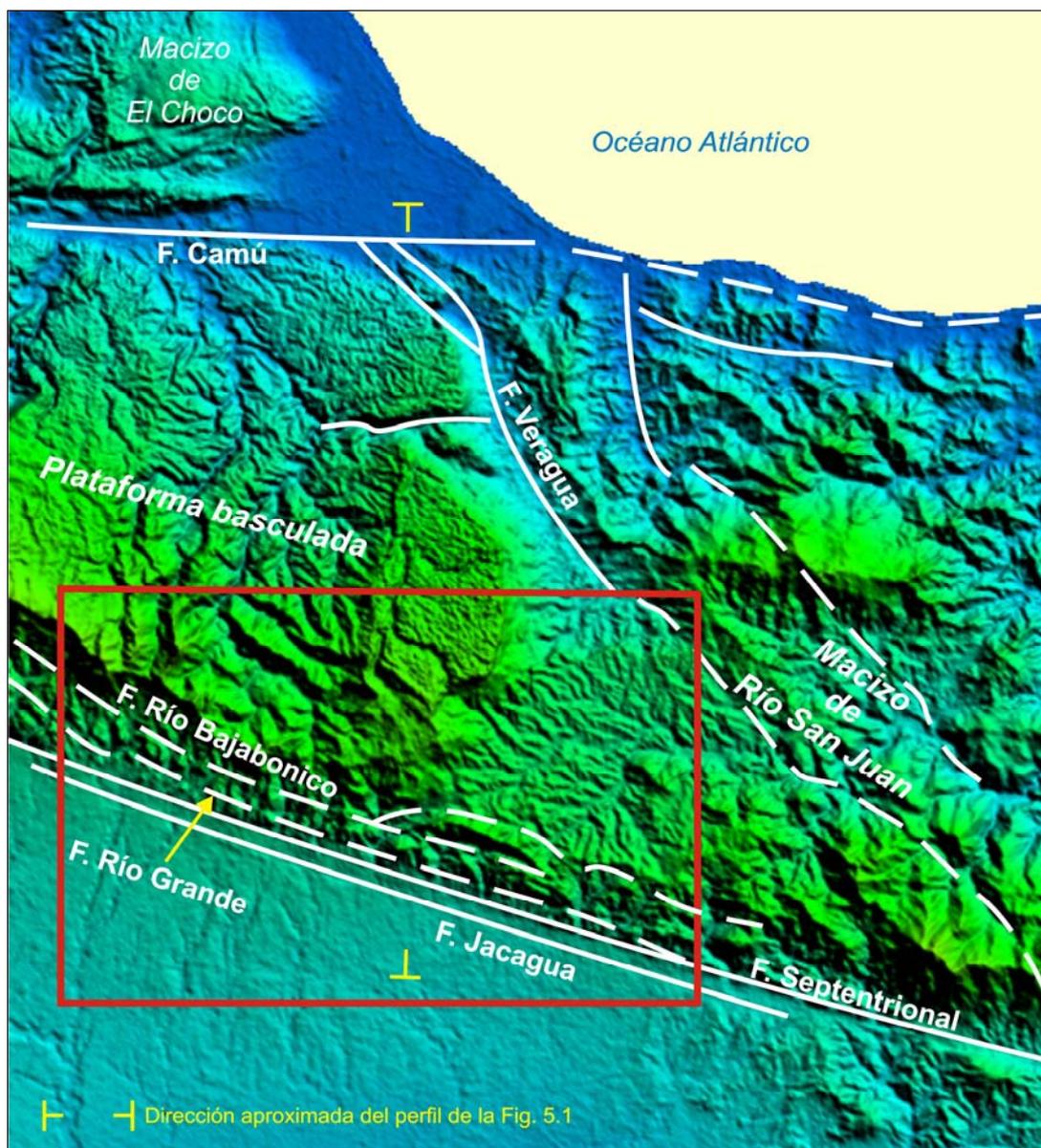


Fig. 5.2. Principales elementos estructurales de la Hoja de Salcedo

Debido a la componente vertical de los desgarres, los tres señalados poseen un marcado *escarpe de falla*, *degradado* en algunos segmentos de las dos fallas inactivas. El más perceptible sobre el terreno es el que limita la cordillera, que puede sobrepasar 100 m de altura; no obstante, el escarpe de la falla de Jacagua posee una mayor continuidad, si bien su altura no sobrepasa 10 m; a diferencia de las otras dos fallas señaladas, su labio levantado es el meridional

La componente vertical de la falla Septentrional hace que en la mitad occidental, la cordillera aparezca como un bloque con *basculamiento* hacia el NNE. La Fm Los Haitises es el mejor marcador de esta morfoestructura, confirmada en los lugares donde muestra su *rumbo* y su suave *buzamiento*.

Las morfologías condicionadas por la distinta resistencia ofrecida por los materiales aflorantes a la erosión, o formas litoestructurales, se concentran en la cordillera, destacando los resaltes de *líneas de capa con indicación del buzamiento*, acompañados frecuentemente por *escarpes*. Son especialmente frecuentes en el Mb La Pocilguita, pero los más destacados reflejan el contraste entre las margas de la Fm Villa Trina, fácilmente erosionables, y los resistentes niveles de calizas intercalados en ella o constituyentes de la Fm Los Haitises; en este caso, los escarpes calcáreos pueden alcanzar 100 m de desnivel, como en el borde oriental del afloramiento de la loma El Peñón. Por su extensión, cabe señalar la *superficie estructural degradada* elaborada a techo de la Fm Los Haitises, que constituye el mejor marcador de la estructura superficial de los sectores septentrional y noroccidental.

5.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao tiene como resultado una expresión morfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo de todo el Cenozoico, en tanto que en el valle son los procesos fluviales cuaternarios los condicionantes fundamentales de su aspecto actual, al ocultar todo el registro previo.

Además de los procesos fluviales, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos gravitacionales, lacustres, por meteorización química y poligénicos, sin olvidar la incidencia que hayan podido tener los de carácter marino-litoral durante la emersión de la cordillera y la consiguiente retirada marina, a lo largo del Cuaternario.

5.1.2.1. Formas gravitacionales

Se trata de morfologías repartidas por las áreas montañosas principalmente. Pese a su destacada relevancia en determinadas áreas de la Cordillera Septentrional, cuyos bordes coinciden con cambios bruscos de pendiente, son menos abundantes de lo que cabría esperar en función de los elevados desniveles existentes; ello es debido a que la propia dinámica de retroceso de las vertientes provoca su permanente evolución, además de su rápido enmascaramiento por la vegetación. Entre ellas se han reconocido *coluviones*, cuyo desarrollo no les confiere especial relevancia.

Con mucho, las formas gravitacionales más destacadas son los *deslizamientos*, ampliamente desarrollados en relación con los afloramientos de la Fm Villa Trina, cuya plasticidad, unida a la elevada pluviometría de la región y a los importantes desniveles existentes, provoca la inestabilidad de grandes masas, en algunos casos superiores a 1 km²; su envergadura también queda reflejada por la longitud de sus cicatrices, que llega a alcanzar 3 km. Su desarrollo es especialmente evidente en la carretera Tenares-Gaspar Hernández, en el ámbito de Boba Arriba, no sólo por sus dimensiones, sino porque su firme es distorsionado tras periodos de lluvias importantes. Mayores dimensiones adquieren las masas deslizadas en la vertiente meridional de la loma El Mogote, si bien en su mayor parte se incluyen en la vecina Hoja de Santiago (6074-II). En este caso, las distorsiones producidas en la carretera Moca-Sabaneta de Yásica son aún más evidentes, ya que a los factores desencadenantes señalados hay que añadir la presencia de las fallas del Río Bajabonico y del Río Grande, así como la proximidad de la Zona de Falla Septentrional, de evidente actividad actual

Además de estos grandes deslizamientos, cabe destacar la abundancia de este tipo de formas en la depresión de Canete, afectando a los materiales de los Conglomerados de La Piragua, si bien en este caso sus dimensiones no han posibilitado su diferenciación cartográfica.

En relación con los desniveles más verticalizados se producen *caídas de bloques*, de escala incluso decamétrica, asociándose sus principales manifestaciones a los escarpes de la Fm Los Haitises.

5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son las que adquieren una mayor representatividad, especialmente en el Valle del Cibao, donde configuran la totalidad de su superficie.

Los *fondos de valle* son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje, destacando entre ellos por su longitud los de los ríos Boba, Jamao, Cenoví y Bacuí, y el del arroyo Jayabo. Los cursos fluviales más destacados poseen una *llanura de inundación* acorde con su envergadura y en algunos casos también poseen *terrazas*, en general con *escarpes* marcados, que en la práctica totalidad de los casos se han considerado informalmente bajas al disponerse a cotas inferiores a +15 m sobre el

cauce actual; tan sólo en la margen izquierda del río Juan López y en la del arroyo Cacique se han hallado terrazas colgadas a cotas de +20-40 m, consideradas informalmente como terrazas medias.

El aspecto de las llanuras de inundación varía drásticamente durante las épocas de crecidas importantes, quedando toda la llanura anegada y determinando la geometría del cauce, considerando como tal el conjunto de la llanura de inundación y el fondo de valle o canal. Por el contrario, en las épocas de estiaje se observan barras de gravas de dimensiones decamétricas.

En cualquier caso, las formas más extensas son los *abanicos aluviales*, que constituyen la práctica totalidad de la superficie correspondiente al Valle del Cibao. Poseen un dispositivo coalescente, configurándose como extensos piedemontes a modo de orla de la Cordillera Septentrional incididos por los numerosos ríos y arroyos que parten de ésta.

Las formas erosivas también son variadas, habiéndose reconocido *incisión lineal*, densamente desarrollada en la cordillera por sus múltiples ríos y arroyos, excepto en los afloramientos de la Fm Los Haitises y del Mb La Piedra. Entre sus distintos elementos se han configurado *aristas en interfluvios*, que en algunas zonas poseen carácter de *arista o divisoria montañosa*, destacando la que individualiza los drenajes atlánticos de los cibaños. La intensa erosión desarrollada sobre los Conglomerados de La Piragua ha propiciado la elaboración de pequeñas *áreas acarcavadas*, a diferencia de lo observado sobre sustratos más resistentes a la erosión, donde la incisión ha esculpido *escarpes*, así como *gargantas* y *desfiladeros*, pudiendo señalarse los del río Jamao y el arroyo Caño Claro.

Los desniveles asociados a cambios litológicos o a fallas dan lugar a *cambios bruscos de pendiente*, que provocan saltos de agua. El catálogo de formas erosivas fluviales se completa con la *erosión lateral del cauce* que afecta a los meandros de los principales ríos.

La litología y la estructura son los principales condicionantes de la geometría de la red de drenaje, por lo que ésta sigue pautas diferentes en los diversos dominios de la zona. En la Cordillera Septentrional, la red muestra un patrón dendrítico influenciado por la estructura de dos formas diferentes. Por una parte, en el sector occidental, la red muestra un marcado carácter consecuente, discurriendo a favor de la máxima

pendiente regional, observándose una clara asimetría entre la vertiente meridional, estrecha y de elevadas pendientes, y la septentrional, extensa y de pendiente suave. Por el contrario, en la depresión de Canete, la red muestra un patrón dendrítico muy denso, articulado en torno al río Boba, que concentra todos los drenajes de la zona; la geometría de la red y su carácter altamente erosivo sugieren que dicha depresión es una zona capturada por el río Boba durante el Cuaternario. En cualquier caso, la vertiente meridional de este sector oriental mantiene la fisonomía del sector occidental.

En cuanto al Valle del Cibao la red posee geometría dendrítica y carácter igualmente consecuente, descendiendo a favor de la pendiente de los abanicos aluviales en los que se encuentra encajada.

Como principales factores condicionantes de la futura evolución de la red de drenaje, deben tenerse en cuenta: la actividad de la falla Septentrional, elevando la cordillera y con ello incrementando el régimen energético de los ríos y arroyos; las modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las eventuales capturas derivadas de ella; y la progresión de la disolución kárstica en los afloramientos calcáreos, teniendo en cuenta que una vez alcanzado el sustrato margoso tienden a desarrollarse nuevos elementos de la red de drenaje.

5.1.2.3. Formas lacustres y endorreicas

Se reducen a un pequeño número de *lagunas* localizadas en diversos puntos de la cordillera, generadas aprovechando depresiones elipsoidales de origen kárstico. Poseen carácter *permanente* o *estacional*, según los casos, y reducidas dimensiones, no llegando en ningún caso a 300 m de eje mayor.

5.1.2.4. Formas originadas por meteorización química

Tienen una gran representación en los afloramientos calcáreos del Mb La Piedra y, especialmente, de la Fm Los Haitises, configurando en ésta varias *áreas con intensa karstificación*, destacando por su extensión las de la loma El Peñón. Aparecen como densos *campos de dolinas*, observándose también relieves residuales kársticos, a modo de sucesión de mogotes o hums (haitises).

En cualquier caso, las formas más extendidas son las *dolinas*, individualizadas cuando sus dimensiones lo han permitido, predominado las formas elípticas; su confluencia ha

dado lugar a la formación de *uvalas*. A una escala inferior, también se observa por la totalidad de los afloramientos calcáreos el desarrollo de un *campo de laplaces* desnudo. La dinámica del río Partido ha dado lugar al desarrollo de un extenso *cañón*, cuyas paredes sobrepasan 100 m de desnivel. El espectro de formas por meteorización química de rocas carbonatadas se completa por la presencia de formas endokársticas, entre ellas cuevas, cuyas dimensiones no han aconsejado su individualización cartográfica.

En el caso de las rocas silíceas, el producto más extendido son las *argilizaciones*, muy abundantes en el macizo de Río San Juan. Constituyen el producto típico de la meteorización química de rocas ígneas y metamórficas, favorecida por un ambiente tropical.

5.1.2.5. Formas poligénicas

Pese a la evidente actividad poligénica desarrollada en el ámbito de la Cordillera Septentrional, en la mayor parte de los casos no genera formas definidas susceptibles de ser representadas. Las más destacadas son el *pico principal* de El Mogote y los *escarpes* que culminan la vertiente meridional de la cordillera, coincidentes en algunos casos con las cicatrices de los numerosos deslizamientos desarrollados en dicha vertiente.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque la morfología de la región es el resultado de los procesos acaecidos a lo largo de la historia de la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao, el diseño de su fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Mioceno Medio, cuando el macizo de Río San Juan se habría alzado como un relieve positivo. Una importante transgresión acontecida en el Mioceno Superior, provocó la instalación en torno al macizo de una cuenca marina relativamente profunda en la que se depósito la Fm Villa Trina, cuenca que evolucionó en el Plioceno a la extensa plataforma carbonatada en la que se depositó la Fm Los Haitises, observándose durante todo este lapso de tiempo una profundización de la cuenca hacia el norte. Durante este lapso temporal, el territorio correspondiente al valle debió seguir una evolución similar, pero a una distancia imprecisa con respecto al territorio de la cordillera contiguo actualmente, distancia que se habría ido reduciendo paulatinamente debido a la acción de la falla Septentrional, principalmente.

La somerización registrada en el Plioceno se enmarca en la tendencia ascendente que perdura en la actualidad y por la que los depósitos de la cuenca marina neógena constituyen extensas áreas de la cordillera, habiendo sido elevados en algunos casos hasta altitudes superiores a 1.000 m, mientras que por el contrario, se encuentran soterrados en el Valle del Cibao. En concreto, su ascenso en la zona se ha articulado en función de los movimientos de las fallas Septentrional y del Río Grande, cuya componente vertical ha provocado la elevación preferente del borde meridional de la cordillera, dando lugar a una vertiente meridional estrecha y abrupta, frente a una vertiente septentrional extensa y de pendiente moderada. Además, la emersión de la plataforma pliocena habría dado comienzo desde el sur, siendo posible que el retroceso marino hubiese modelado superficies de abrasión a ambos lados de la divisoria, de modo semejante a lo observado en el macizo de El Choco (Hoja a escala 1:50.000 de Sabaneta de Yásica, 6175-III) y, especialmente, en el Promontorio de Cabrera (Hojas a escala 1:50.000 de Río San Juan, 6174-I, y Cabrera, 6274-IV), pero en cualquier caso, la fisonomía y los afloramientos de la presente Hoja no han permitido confirmar esta idea.

Simultáneamente a estos procesos, las áreas ya emergidas del macizo de Río San Juan habrían comenzado a sufrir los efectos de una intensa meteorización química, que a su vez favorecería el desarrollo de una enérgica erosión por parte de la red de drenaje. Con la emersión de la plataforma carbonatada pliocena, la acción kárstica también ha tenido un notable desarrollo, especialmente en relación con los afloramientos de la Fm Los Haitises.

Sea como fuere, en el Pleistoceno Medio-Superior ya se habría producido la emersión del ámbito de la cordillera, con el consiguiente retroceso de la línea de costa hasta la actual Llanura Costera del Atlántico, por el norte; al sur, a comienzos de dicho intervalo el Valle del Cibao constituía un corredor marino que separaba la isla configurada por la Cordillera Septentrional, del resto de La Española. Mientras, la red de drenaje de la cordillera ya habría esbozado su geometría actual, basada en cursos encajados según una tendencia consecuente general, en el sector occidental, y adaptada a la red de fracturación, en el oriental. En éste, la probable captura de la depresión de Canete por el río Boba daría lugar a un cambio en la geometría de la red y a una enérgica erosión.

A finales de dicho intervalo, la actividad erosiva en la vertiente meridional se tradujo en un importante aporte de depósitos al Valle del Cibao, con desarrollo de los extensos sistemas de abanicos aluviales que orlan la cordillera.

Durante el Holoceno, la actividad fluvial ha prolongado los aportes al valle, además de dar lugar a un importante encajamiento por la totalidad de la región. Por otra parte, el incremento altimétrico de la cordillera ha favorecido el desarrollo de procesos gravitacionales, principalmente deslizamientos, en tanto que ha proseguido la meteorización química y algunas de las depresiones kársticas creadas han sido transformadas en lagunas.

Como principales factores condicionantes de la futura evolución de la región deben tenerse en cuenta: la tendencia ascendente de la misma y el descenso del nivel de base, circunstancias que incrementarán el poder erosivo de los elementos de la red fluvial, con la consiguiente erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; asimismo, es preciso tener en cuenta la actividad gravitacional en las vertientes y los retoques producidos por los fenómenos kársticos.

5.3. Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico

Se denomina procesos activos a aquellos fenómenos de origen endógeno o exógeno, potencialmente funcionales sobre la superficie terrestre y cuyo principal interés es que bajo determinadas circunstancias son susceptibles de constituir riesgo geológico. Su cartografía supone, por tanto, un inventario de procesos geológicos funcionales, siendo preciso recordar el carácter generalmente imprevisible de buena parte de los fenómenos naturales, tanto en zonas muy activas como en zonas de baja actividad geodinámica.

Los datos reflejados en la cartografía son el resultado de un reconocimiento general realizado mediante la interpretación de fotografías aéreas y la realización de recorridos de campo, por lo cual se trata de una estimación preliminar y orientativa de los principales procesos geodinámicos activos del territorio. Consiguientemente, la información aportada tanto en el mapa como en la presente memoria no exime de la necesidad legal de realizar los estudios pertinentes en cada futuro proyecto ni debe ser utilizada directamente para la valoración económica de terrenos o propiedades de cualquier clase.

Igualmente, ha de tenerse presente que a la escala de trabajo carecen de representación algunos fenómenos claramente perceptibles sobre el terreno. Sirva de ejemplo la nutrida red de arroyos y cañadas, afectadas por procesos erosivos y, al menos temporalmente, de inundación; con frecuencia, los primeros son representables

mediante el correspondiente símbolo de incisión lineal, pero la escala no permite una representación areal de los segundos.

Dentro de la Hoja de Salcedo existe una gran variedad en cuanto a la naturaleza de los procesos activos, habiéndose reconocido diversos tipos de actividad: sísmica, tectónica, asociada a movimientos de laderas, por procesos de erosión, de inundación y de sedimentación, y asociada a litologías especiales.

5.3.1. Actividad sísmica

La sismicidad es uno de los procesos activos más relevantes de La Española, como consecuencia de su situación en un contexto geodinámico de límite entre dos placas: Norteamericana y del Caribe. Actualmente existe consenso en el reconocimiento de las principales estructuras tectónicas de la isla y su relación con el desplazamiento relativo entre las placas litosféricas citadas. No obstante, aunque los rasgos generales son conocidos, el estudio de detalle de la actividad sísmica en la República Dominicana tropieza con una cierta escasez de datos. Los registros históricos e instrumentales son pocos y no pueden considerarse definitivos.

El registro histórico se inicia con la llegada de los españoles en el siglo XV, lo que limita su ámbito a los últimos 500 años, a diferencia de otras zonas del planeta donde el registro histórico abarca un milenio (Europa, Oriente Medio) o excepcionalmente varios milenios (China). Por lo que respecta al registro instrumental, también tiene graves inconvenientes, pues la Red Sísmica de la República Dominicana fue establecida durante los trabajos del Programa SYSMIN (Prointec, 1999) y su registro es, por tanto, manifiestamente incompleto.

Por ello, los catálogos existentes más antiguos provienen, en su mayor parte, de agencias situadas fuera del territorio dominicano, por lo que sólo se han detectado los eventos con magnitudes lo suficientemente grandes como para ser registradas por redes alejadas. La red sísmica de Puerto Rico ofrece una buena cobertura del territorio dominicano en cuanto a superficie, pero no así en cuanto a tiempo, ya que su registro se restringe al periodo posterior a 1985.

Para la elaboración del presente trabajo se ha accedido a las bases de datos de la Red Sísmica Nacional Dominicana (RSND), el Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), la Red Sísmica de Puerto Rico (PRSN) y el Middle American

Seismograph Consortium (MIDAS), además de las incluidas en el citado Programa SYSMIN. El periodo cubierto ha sido 1505-2010.

La Hoja de Salcedo pone de manifiesto la necesidad de abordar los estudios sísmicos en relación con áreas de un orden de magnitud superior, ya que en la Hoja la distribución de epicentros aparece como una exigua nube de puntos dispersos que en algunos casos son claramente asimilables con accidentes tectónicos reconocidos superficialmente, pero en otros no. En cualquier caso, en una representación de escala regional se observa la pertenencia de dichos epicentros a un dominio con importante actividad sísmica delimitado por la falla Septentrional, al sur, y el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe, al norte (Fig. 5.3).

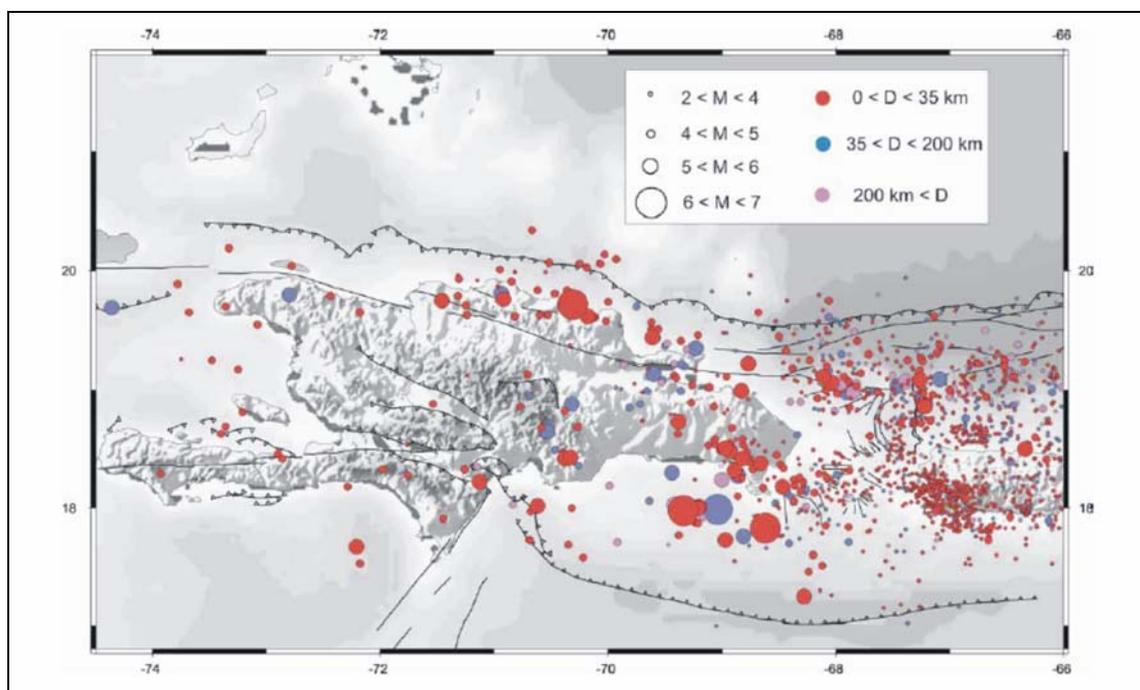


Fig. 5.3. Sismicidad instrumental de La Española (1972-2002). Catálogo NEIC-USGS (Calais, 2008)

De cualquier forma, los seísmos registrados en la Hoja poseen profundidad intermedia (23-33 km), alcanzando el mayor evento registrado una magnitud de de 6,23 (1945). La práctica totalidad de la Hoja se vio incluida dentro de la zona afectada por daños severos durante el terremoto de 1897, pudiendo decirse lo mismo del sector occidental con respecto al seísmo de 1842 (Fig. 5.4). Igualmente, las proximidades de la zona se vieron afectadas de forma directa por la sucesión de seísmos desencadenados entre 1946 y 1953 en el sector nororiental de La Española (Dolan y Wald, 1998),

relacionándose con el proceso de subducción de la placa Norteamericana bajo la Caribeña (Fig. 5.5).

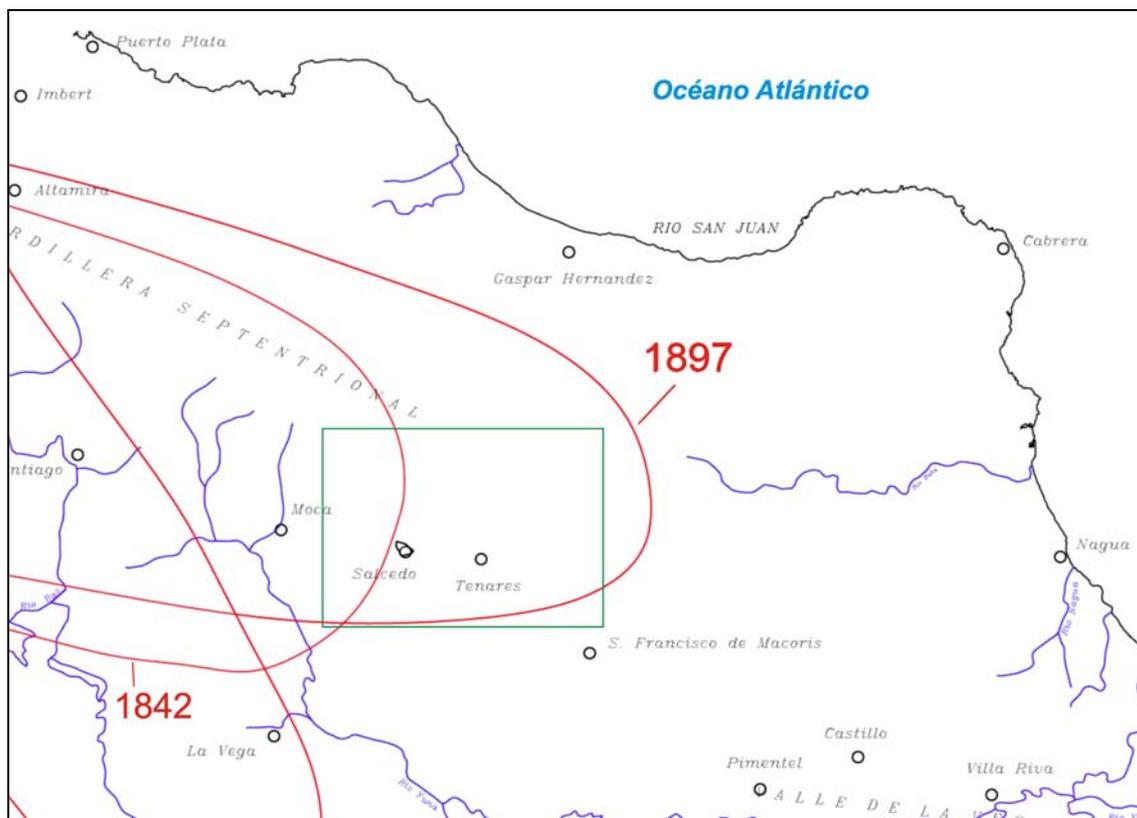


Fig. 5.4. Zonas afectadas por los principales seísmos históricos de La Española (Prointec, 1999)

Cabe destacar por su proximidad a la Hoja el seísmo que en 1562 destruyó totalmente la antigua ciudad de Santiago, situada junto a Jacagua, relacionado con la actividad de la Zona de Falla Septentrional y de forma más concreta, con la falla de Jacagua, confirmando su actividad actual.

5.3.2. Tectónica activa

La tectónica activa de la zona es evidente, como denuncia su sismicidad, siendo numerosos los rasgos que confirman dicho tipo de actividad. Sin duda, los más destacados son las *fallas*, de entre las que destaca el conjunto relacionado con la Zona de Falla Septentrional. Consiste en un sistema de *fallas en dirección* de orientación ESE-ONO, de las que la más destacada morfológicamente establece el límite entre la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao. Tanto ésta como las situadas al norte de ella no son activas actualmente, si bien sus *facetas triangulares* y

los *escarpes de falla degradados* indican su actividad tectónica. Por el contrario, tal como indican exhaustivamente Mann *et al.* (1998), la falla de Jacagua, situada al sur, es activa actualmente, conservando su *escarpe de falla*, mucho más modesto que los anteriores en cualquier caso.

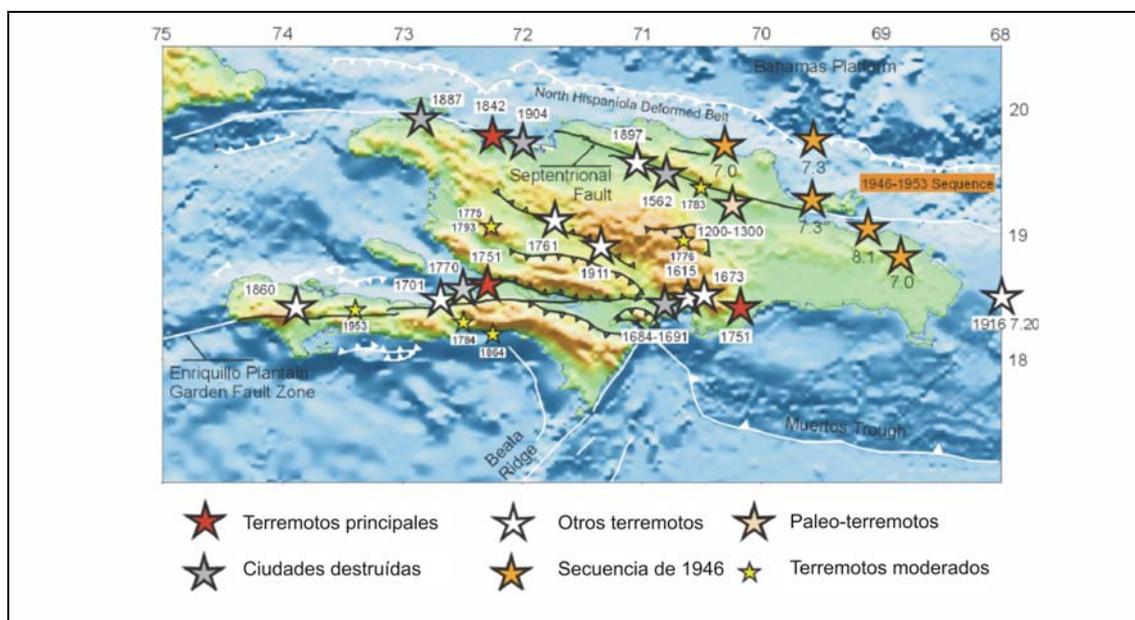


Fig. 5.5. Sismicidad histórica en La Española anterior a 1960 (Calais, 2008)

Otros rasgos de este tipo de actividad son las fallas y *fallas supuestas* que afectan a materiales cuaternarios del Valle del Cibao, o el *basculamiento* generalizado hacia el NNE que determina el techo de la Fm Los Haitises como consecuencia de la componente vertical de la falla Septentrional; este basculamiento es confirmado por el *rumbo* y el suave *buzamiento* observado en diversos puntos. Por otra parte, los abanicos más orientales del valle pueden considerarse como un *área elevada en movimientos de gran radio*, concretamente en relación con la elevación del Ridge de San Francisco, del que constituyen su extremo noroccidental.

La actividad tectónica reciente también se manifiesta a través de diversos rasgos relacionados con la red de drenaje, como son las *pendientes anómalas por exceso*, los *encajamientos anómalos* y las *inflexiones bruscas* de algunos de sus elementos, destacando en este caso las que se alinean a lo largo de la falla de Jacagua.

En relación con la tendencia ascendente de la región, los afloramientos de la Fm Los Haitises permiten establecer una tasa de elevación regional, en cualquier caso de carácter orientativo debido a la precariedad de dataciones existente y al número de

imprecisiones e incertidumbres acumulados en su cálculo. Así, teniendo en cuenta la cota de 967 m alcanzada por dicha unidad en la loma El Mogote y suponiendo que su ascenso se iniciase a comienzos del Plioceno Superior (3,6 Ma), la tasa de elevación sería de 0,27 mm/a; igualmente, tomando el final del Pleistoceno Inferior (781 ka) como el inicio de la elevación (el otro extremo en el impreciso intervalo del depósito de la formación), la tasa se incrementa hasta 1,24 mm/a, valor sensiblemente superior a los calculados en otras zonas de La Española, como la Cordillera Oriental (Hoja a escala 1:50.000 de Sabana de la Mar, 6373-III) y la Llanura Costera del Caribe (Hoja a escala 1:50.000 de Santo Domingo, 6271-III).

5.3.3. Actividad asociada a movimientos de laderas

Se trata de una actividad muy destacada en la Cordillera Septentrional, tanto por la extensión de su ámbito de actuación como por su incidencia sobre la población en algunas zonas.

En este sentido, cabe destacar los *deslizamientos*, con sus *cicatrices* características, que adquieren un espectacular desarrollo en la vertiente meridional de la cordillera al este de Tenares, así como en la vertiente oriental de los relieves de la loma El Peñón, áreas donde convergen los factores favorables a este tipo de procesos: elevadas pendientes, existencia de un sustrato margoso, elevada pluviometría y actividad sísmica. A diversas escalas, la actividad en estas zonas es prácticamente continua, como puede observarse en las diversas carreteras que las transitan.

Una idea de los riesgos que pueden ir aparejados con este tipo de fenómenos, la proporcionan los diversos sucesos acaecidos en épocas recientes en el área de Tamboril, cuya manifestación más reciente se produjo el 10 de febrero de 2009 en Carlos Díaz (Hoja a escala 1:50.000 de San Francisco Arriba, 6074-I), en condiciones geológicas equivalentes a las existentes en las zonas de la Hoja citadas anteriormente. Por ello, en la cartografía se han señalado las *áreas susceptibles de sufrir grandes deslizamientos*, entendiéndose por tales los de orden hectométrico a kilométrico.

Junto a estos grandes deslizamientos, cabe señalar la actividad relacionada con este tipo de formas en la depresión de Canete, si bien en este caso sus reducidas dimensiones y especialmente, su escasa población, hacen que su incidencia socio-económica sea prácticamente nula.

También denotan actividad gravitacional los *coluviones*, localizados igualmente en las zonas montañosas, tratándose de formas efímeras debido a la continua dinámica de las vertientes.

Junto a las anteriores, pero con carácter puntual, es preciso señalar las *caídas de bloques*, de envergadura variable, asociadas a los escarpes estructurales de la Fm Los Haitises.

5.3.4. Actividad asociada a procesos de erosión

La enérgica incisión fluvial que afecta a la depresión de Canete, cuyos afloramientos están constituidos principalmente por los Conglomerados de La Piragua, hace que se haya considerado como un *área sometida a una intensa erosión*, probablemente desencadenada por su reciente captura por parte del río Boba.

La principal manifestación de los procesos erosivos viene dada por la *incisión lineal* ligada a la actividad de la red de drenaje, pudiendo señalarse también la *erosión lateral del cauce*, especialmente en el caso de los ríos principales. En diversas zonas también se observa el desarrollo de *cárcavas*.

5.3.5. Actividad asociada a procesos de inundación y sedimentación

Es la actividad que se produce por una mayor variedad de procesos, además de ser la que tiene una mayor incidencia sobre la población. Su origen está relacionado con la actividad fluvial, el desarrollo lacustre, y en general, con cualquier tipo de proceso generador de flujos acuosos o aportes sedimentarios susceptibles de acumularse en áreas deprimidas.

Los procesos de inundación y sedimentación actúan de forma prácticamente continua sobre los *fondos de valle* de los ríos y arroyos de la zona, a diferencia de las *llanuras de inundación*, en las que las inundaciones se producen de forma estacional. Los abanicos aluviales y los conos de deyección poseen una funcionalidad menos predecible, lo que dificulta su tratamiento, pudiendo dar lugar a violentos depósitos de masas con una participación acuosa variable. Pese a que no parecen desarrollarse actualmente, cabe señalar que un abanico generado en la salida del río Cenoví al Valle del Cibao se ha dispuesto sobre el escarpe de la falla de Jacagua, de

funcionamiento histórico (Mann *et al.*, 1998), reflejando su funcionamiento en las centurias más modernas.

El régimen pluviométrico de la región hace que las *lagunas* aparezcan como áreas inundadas, si bien pueden hacerlo de forma *permanente* o *estacional*.

También son susceptibles de aparecer como áreas inundadas tras lluvias intensas las innumerables depresiones de origen kárstico de los afloramientos calcáreos del Mb La Piedra y de la Fm Los Haitises, especialmente en las depresiones revestidas por un importante depósito de arcillas de descalcificación.

5.3.6. Actividad asociada a litologías especiales

También se relacionan con los afloramientos de naturaleza calcárea, destacando las extensas *áreas con depresiones por disolución sin representación cartográfica individualizada* de las regiones de Monte Llano y de la loma El Peñón, desarrolladas en mayor medida en relación con la Fm Los Haitises. No obstante, también son abundantes las *depresiones por disolución* cuyas dimensiones han posibilitado su representación cartográfica individualizada. Evidenciando la actividad kárstica, aunque con efectos menos perceptibles, hay que señalar el extenso *lapiaz desnudo* desarrollado en los afloramientos de las unidades citadas.

En función de la intensidad de los procesos de disolución, es preciso tener en cuenta los potenciales procesos de colapso que podrían generarse como consecuencia del desarrollo del endokarst, originando en su caso dolinas superficiales.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro geológico de la Hoja de Salcedo permite reconstruir una larga evolución que se remonta al Cretácico Superior. A nivel geodinámico, la historia geológica de la zona ha estado condicionada por la evolución del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana desde el arco insular primitivo del Caribe, con subducción en el Cretácico de la segunda placa bajo la proto-caribeña, hasta la colisión oblicua y el régimen transpresivo subsiguiente. A nivel regional, la fisonomía actual responde a la evolución del territorio correspondiente actualmente a la Cordillera Septentrional y la cuenca del Cibao.

El primer evento deducible en la zona es la subducción señalada, evento durante el que se desarrolló un metamorfismo progrado, registrándose condiciones de pico bórico del metamorfismo de media/alta presión en las rocas de la Unidad de La Cuaba, con intrusión de gabros y tonalitas correspondientes al Batolito del Río Boba, durante el Turoniano ($90,1 \pm 2$ Ma). Posteriormente, se desarrolló un metamorfismo retrógrado relacionado con la exhumación continua del complejo subductivo y en los últimos episodios del Cretácico se inició la colisión del arco isla del Caribe con el margen continental de Norteamérica, cesando la actividad magmática relacionada con la subducción.

Con el cambio en el régimen geodinámico debido a la colisión oblicua y el consiguiente paso a una tectónica de desgarres, presidida en la región por las fallas Septentrional, del Río Grande y del Río Bajabonico, a comienzos del Terciario (Paleoceno-Eoceno Inferior) culminó la exhumación submarina del complejo de subducción, que constituiría el área fuente de los depósitos en masa caóticos correspondientes a la Fm Imbert, no aflorantes en la Hoja. La nueva configuración regional, basada en la existencia de una gran cuenca submarina, provocó la llegada de los ingentes aportes de tipo turbidítico de los niveles superiores de dicha formación y, especialmente, de las Fms. La Toca y Las Lavas, durante el Eoceno Medio-Mioceno Inferior.

La actividad transpresiva de los desgarres, de orientación ESE-ONO predominante, dio lugar a grandes desplazamientos, yuxtaponiendo territorios que anteriormente habrían estado separados en mayor o menor medida, según los casos. Además del desarrollo de desgarres, en un momento impreciso del Mioceno Inferior-Medio la región fue sometida a un plegamiento de idéntica orientación. La principal manifestación de la deformación en la región fue la elevación del macizo de Río San

Juan, que inmediatamente fue sometido a una enérgica erosión cuyo principal reflejo es la sedimentación de los Conglomerados de La Piragua, a modo de orla aluvial del macizo.

Tras este breve periodo sometida a un régimen continental, la región sufrió una importante transgresión, aún en el Mioceno Medio, de forma que en torno al macizo se registraron nuevamente condiciones marinas relativamente profundas que dieron lugar al depósito de la Fm Villa Trina. A partir del Plioceno, el territorio correspondiente a la Cordillera Septentrional ha seguido una elevación continua, con retroceso de los ambientes marinos y el consiguiente incremento del territorio emergido. Durante este lapso temporal, el territorio correspondiente a la cuenca del Cibao debió seguir una evolución similar, a juzgar por las series reconocidas en otros puntos de la cuenca, pero a una distancia imprecisa con respecto al territorio de la cordillera contiguo actualmente, distancia que se habría ido reduciendo paulatinamente debido a la acción de la falla Septentrional.

La tendencia ascendente provocó en el Plioceno Superior la instalación de una plataforma marina en la que tuvo lugar el depósito de la Fm Los Haitises. La acción de los desgarres señalados propició durante el Pleistoceno la elevación de la cordillera con respecto a la cuenca, elevación que daría comienzo por el sur con el consiguiente retroceso de la línea de costa, tanto hacia el océano Atlántico como hacia la cuenca del Cibao. De esta forma, la cuenca pasó a constituir un corredor marino que separaba la cordillera, configurada entonces como una isla, del resto de La Española. A finales del Pleistoceno, el paulatino ascenso de la región acabaría por desplazar la línea de costa hasta la actual Llanura Costera del Atlántico, en tanto que la cuenca del Cibao estaría próxima a su emersión total, habiendo sido ocupada por principalmente por marismas y áreas pantanosas.

La evolución más reciente de la zona ha estado marcada por los procesos sedimentarios desarrollados en la cuenca del Cibao, con notable desarrollo de abanicos aluviales procedentes de la cordillera. La actividad fluvial en ésta se ha manifestado preferentemente mediante una intensa acción erosiva, junto a la que hay que destacar los movimientos de laderas debidos a su inestabilidad gravitacional, así como la meteorización química que ha afectado a las rocas carbonatadas cenozoicas y a los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan. Junto a esta actividad sedimentaria y erosiva no debe olvidarse el papel desempeñado por la tectónica reciente, como atestigua la actividad sísmica reciente en la región.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología e hidrología

El territorio ocupado por la Hoja de Salcedo está afectado por un típico clima tropical, con temperaturas anuales medias que varían entre los 22°C del sector nororiental y los 26°C del suroccidental, observándose un efecto suavizador del océano ante los cambios de temperatura en relación con regiones meridionales.

En cuanto a las precipitaciones, sus valores anuales medios son de 1.300-2.000 mm, aumentando a 1.500-2.600 en los años húmedos y disminuyendo hasta 900-1.600 mm en los secos, observándose en todos los casos una tendencia ascendente de suroeste a noreste. En cualquier caso, los valores pluviométricos son objeto de una notable irregularidad debido a la acción de los huracanes y las tormentas tropicales.

En los afloramientos constituidos por las calizas karstificadas de la Fm Los Haitises y del Mb La Piedra, la escorrentía se resuelve de forma subterránea principalmente. En el resto, las elevadas precipitaciones se encauzan a través de la red fluvial, integrada por una densa red de arroyos y cañadas de carácter permanente, que desaguan en última instancia en el océano Atlántico, bien a través de la vertiente septentrional de la cordillera o a través de la vertiente cibaeña. Debido a la climatología de la zona, estos cursos fluviales pueden ser afectados por crecidas rápidas y violentas.

7.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (Fig. 7.1.) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Salcedo. En él se señalan, para cada unidad o agrupación hidrogeológica, la litología predominante, el grado de permeabilidad y, en su caso, las características de los acuíferos que alberga, además de algunas observaciones puntuales.

Las unidades y agrupaciones consideradas se ajustan a las siguientes tipologías:

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Depósitos fluviales	11, 12, 15, 16, 19	Gravas, arenas y lutitas	Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad variable
	Deslizamientos, depósitos kársticos, lagunas y coluviones	13, 14, 17, 18	Lutitas	Baja	Sin acuíferos significativos
MIOCENO SUPERIOR- PLEISTOCENO INFERIOR	Mb La Piedra y Fm Los Haitises	9, 10	Calizas	Muy alta por karstificación y fracturación	Acuíferos libres de productividad elevada
OLIGOCENO- MIOCENO MEDIO	Fm La Toca y Conglomerados de La Piragua	5, 7	Conglomerados y arcillas	Media-baja	Acuíferos libres o confinados de productividad limitada
OLIGOCENO- PLIOCENO INFERIOR	Mb La Pocilguita, Fm La Toca y Fm Villa Trina	4, 6, 8	Ritmita de lutitas-areniscas y ritmita margoso-calcárea	Baja	Sin acuíferos significativos
CRETÁCICO	Unidad de La Cuaba y Batolito del Río Boba	1, 2, 3	Rocas ígneas y metamórficas, argilizadas superficialmente	Baja	Sin acuíferos significativos. Potencialidad local por fracturación

Fig. 7.1. Cuadro-resumen de las unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Salcedo

- *Formaciones porosas y fisuradas, que constituyen acuíferos de permeabilidad muy alta a alta y productividad alta.* Son los conjuntos calcáreos neógenos (Fm Los Haitises e intercalaciones del Mb La Piedra en la Fm Villa Trina), afectados por una intensa karstificación.
- *Formaciones porosas, que constituyen acuíferos de permeabilidad alta y productividad variable* debido a su extensión. Se incluyen entre ellas los depósitos de abanico aluvial, terraza, llanura de inundación y fondo de valle. Localmente puede disminuir su potencial acuífero debido a las intercalaciones de arcillas, especialmente en los abanicos aluviales.
- *Formaciones porosas, que constituyen acuíferos de permeabilidad media-baja y productividad limitada* debido a la intercalación de niveles arcillosos. Corresponden a los niveles conglomeráticos de la Fm La Toca y a los Conglomerados de La Piragua, que poseen porosidad intergranular.

- *Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos.* Se trata de los depósitos margosos y de alternancia lutítico-areniscosa terciarios de las Fms. Villa Trina y La Toca y del Mb La Pocilguita, junto con los depósitos cuaternarios kársticos, gravitacionales y lagunares.
- *Formaciones de baja permeabilidad por fisuración, susceptibles de constituir acuíferos de productividad muy baja.* Se trata de los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan.

La Hoja incluye parte de las unidades hidrogeológicas nº 5-“Cordillera Septentrional” y nº 6-“Valle del Cibao” de la República Dominicana (Acuater, 2000) y más concretamente, de las subunidades de Sabaneta-El Choco y del Bajo Yuna (Eptisa, 2004), respectivamente. El límite entre ambas unidades es cerrado, en tanto que su relación con el océano Atlántico es abierta; por lo que respecta al límite meridional de la segunda, posee carácter mixto.

En el ámbito de la cordillera, la Fm Los Haitises constituye el acuífero principal, en cuyos afloramientos la mayor parte de las elevadas precipitaciones se traducen en escorrentía subterránea. Posee carácter libre y bajo él, la Fm Villa Trina actúa como nivel impermeable, de forma que los flujos subterráneos siguen el sentido del buzamiento de ambas formaciones, es decir hacia el NNE. Además de su drenaje mediante diversos manantiales, su caudal es aportado a los acuíferos cuaternarios de la Llanura Costera del Atlántico; su aprovechamiento es mínimo para actividades humanas al aflorar en zonas escasamente habitadas y que evidencian un claro desinterés económico en la actualidad. El Mb La Piedra posee características similares, pero sus relaciones de cambio lateral con el resto de la Fm Villa Trina hacen que su potencial hidrogeológico sea sensiblemente inferior, pese a su interés local.

Al margen de los afloramientos de las formaciones carbonatadas señaladas, la mayor parte del territorio de la cordillera corresponde a un sustrato de baja permeabilidad que favorece el desarrollo de la escorrentía superficial, exceptuándose al respecto los Conglomerados de La Piragua y los niveles conglomeráticos de la Fm La Toca, que poseen cierta permeabilidad por porosidad intergranular y, en menor medida, por fracturación, aunque en cualquier caso su productividad es limitada.

En el Valle del Cibao, la práctica totalidad de su superficie corresponde a acuíferos cuaternarios de carácter libre cuyas isopiezas decrecen en altitud hacia el centro del

valle, denunciando un flujo subterráneo en el mismo sentido. De los 40 puntos de agua inventariados en la Hoja (Eptisa, 2004), 33 se localizan en el valle, constituyendo un mecanismo de drenaje del acuífero; la mayor parte de los puntos corresponden a pozos para abastecimiento doméstico. Además de estos drenajes para aprovechamiento humano, la descarga de los acuíferos del valle se produce mediante aportaciones al río Yuna y a otros acuíferos cuaternarios.

Los valores de transmisividad calculados para las calizas de la Fm Los Haitises en la cordillera varían para los dos puntos ensayados entre 179,5 y 621,8 m²/día, en función del grado de karstificación (Eptisa, 2004). Por su parte, los depósitos fluviales cuaternarios alcanzan valores que pueden aproximarse a 4.000 m²/día, pero muestran sensibles variaciones en función del contenido lutítico y del grado de cementación.

Los datos piezométricos existentes denuncian oscilaciones notables de los niveles, con descensos durante los periodos de estiaje y recuperaciones durante agosto-septiembre. Como se ha señalado, el flujo general es hacia el océano Atlántico en la cordillera y hacia el río Yuna en el valle.

En cuanto a la calidad química de las aguas, presentan un marcado carácter bicarbonatado-cálcico en los acuíferos carbonatados. Los análisis efectuados en el ámbito de la Hoja se encuentran dentro de los límites de potabilidad para el consumo humano, excepción hecha de una muestra tomada en el paraje de Palmarito, en la que se sobrepasan los límites permitidos en diversos parámetros.

7.2. Recursos minerales

Los indicios identificados en la Hoja de Salcedo corresponden exclusivamente al grupo de las Rocas Industriales (Fig. 7.2).

7.2.1. Rocas Industriales

La actividad extractiva se ha centrado en canteras de materiales relacionados con obras de distinto tipo, principalmente de tipo urbanístico y de infraestructura vial, tanto en lo que se refiere a construcción, como reparación y mantenimiento.

Excepto una explotación activa de gravas para áridos naturales, localizada al sur de Los Arroyos, la producción de las canteras consiste en áridos de machaqueo. Predominan las de tamaño pequeño, estando abandonadas en su mayor parte, pero con actividad actual en un pequeño grupo de ellas y con actividad intermitente en otras, como respuesta a demandas puntuales. Se sitúan en los bordes de caminos y carreteras, facilitando el transporte al punto de utilización.

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	USO
	X	Y					
1	03 48.485	21 52.902	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
2	03 44.586	21 51.831	La Toca	Conglomerado	Intermitente	Grande	Arm
3	03 45.259	21 51.709	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Mediana	Arm
4	03 45.583	21 51.685	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Mediana	Arm
5	03 44.289	21 51.215	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
6	03 44.553	21 50.981	La Toca	Conglomerado	Intermitente	Grande	Arm
7	03 46.540	21 51.525	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
8	03 54.328	21 56.460	Villa Trina	Caliza	Activa	Pequeña	Arm
9	03 54.290	21 55.881	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
10	03 51.618	21 50.608	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
11	03 53.789	21 51.529	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Mediana	Arm
12	03 54.848	21 52.324	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
13	03 55.125	21 52.377	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
14	03 57.020	21 53.117	Los Haitises	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
15	03 49.204	21 49.417	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
16	03 51.730	21 48.148	La Toca	Conglomerado	Activa	Grande	Arm
17	03 51.685	21 47.977	La Toca	Conglomerado	Activa	Grande	Arm
18	03 46.540	21 51.525	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
19	03 58.623	21 52.365	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Grande	Arm
20	03 61.743	21 54.173	Villa Trina	Caliza	Activa	Pequeña	Arm
21	03 57.349	21 46.857	La Toca	Conglomerado	Intermitente	Mediana	Arm
22	03 57.203	21 45.283	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
23	03 57.526	21 45.218	La Toca	Conglomerado	Activa	Grande	Arm
24	03 59.009	21 46.147	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
25	03 61.776	21 43.920	La Toca	Conglomerado	Activa	Grande	Arm
26	03 65.860	21 43.785	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Mediana	Arm
27	03 65.700	21 43.117	La Toca	Conglomerado	Intermitente	Grande	Arm
28	03 65.499	21 42.931	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
29	03 68.658	21 42.974	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
30	03 67.745	21 38.181	Cuaternario	Grava	Intermitente	Grande	Ari

Ari: áridos naturales

Arm: áridos de machaqueo

Fig. 7.2. Cuadro-resumen de indicios mineros de la Hoja de Salcedo

7.2.1.1. Descripción de las Sustancias

Mayoritariamente se explotan conglomerados de la Fm La Toca, agrupados en capas y bancos de espesor de orden métrico y que en conjunto presentan una potencia superior al centenar de metros. También son objeto de un notable aprovechamiento las calizas correspondientes a intercalaciones de la Fm Villa Trina y, en menor medida, a la Fm Los Haitises, ya sean micríticas, arrecifales o brechoides, agrupadas en capas o en bancos y cuyo espesor, aunque variable, sobrepasa en todos los casos 5 m. Además de estos materiales, tan sólo existen mínimas evidencias de aprovechamiento de los abanicos aluviales cuaternarios.

7.2.2. Potencial minero

7.2.2.1. Rocas Industriales

Como se ha señalado, la actividad en este sector está ligada al campo de las obras, fundamentalmente a la construcción, reparación y mantenimiento de edificaciones y vías de comunicación.

Los litotectos existentes en la Hoja no tienen características que les aseguren un panorama de explotación permanente y de exportación a otras zonas del país, estando condicionados principalmente a la futura actividad constructiva. De cualquier manera, sus reservas son grandes en todos los casos.

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

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

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

8.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Salcedo se han inventariado cinco Lugares de Interés Geológico: Sección de la Fm La Toca en el cerro La Cruz, Niveles de transición de Los Guayos, Macizo kárstico de la loma El Peñón, Panorámica de la loma El Mogote y Sección aluvial del río Cenoví (Fig. 8.1).

8.2. Descripción de los Lugares

Se describen los L.I.G. considerados señalando el tipo de interés en función de su contenido (tectónico, estratigráfico, paleontológico...), de su posible utilización

(científico, didáctico, económico o turístico), así como de su ámbito de influencia (local, regional, nacional o internacional).

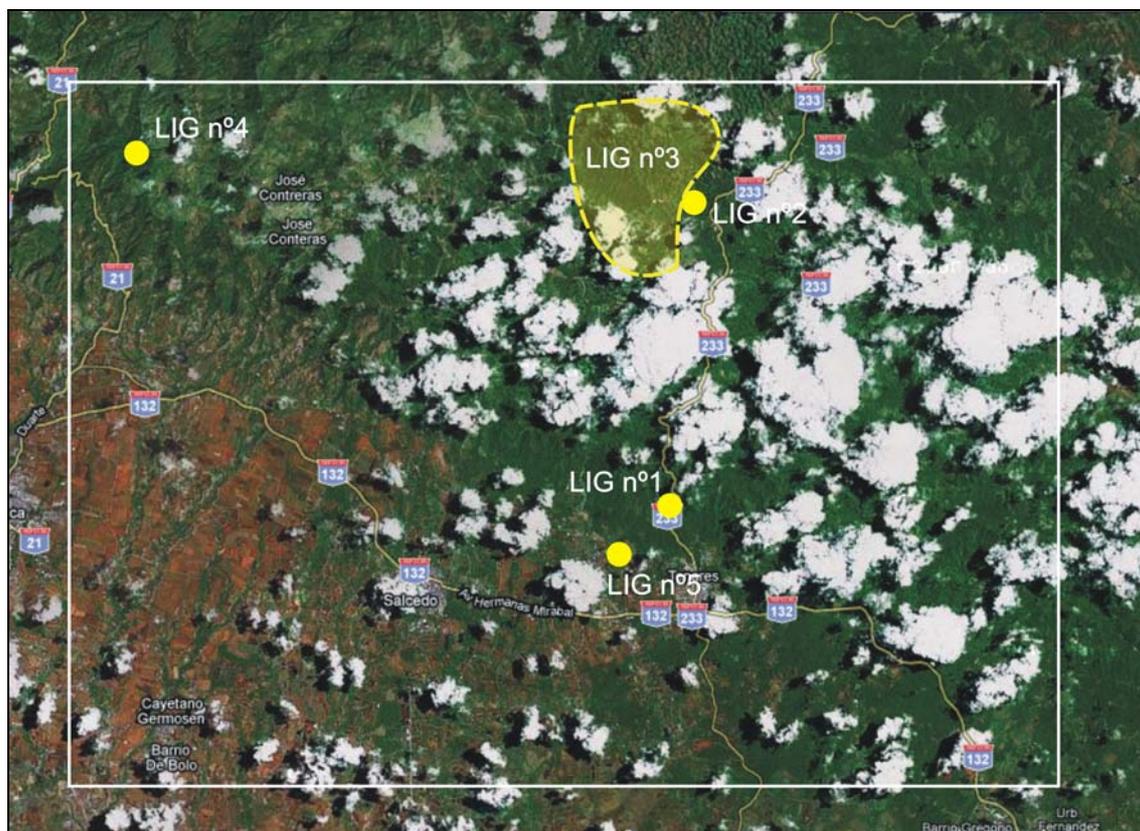


Fig. 8.1. Esquema de situación de los LIG de la Hoja de Salcedo (6174-III)

- LIG n°1. Sección de la Fm La Toca en el cerro La Cruz

Corresponde a los frentes y taludes de la cantera del cerro la Cruz, junto a la carretera Gaspar Hernández-Tenares, inmediatamente al norte de esta localidad, donde pueden observarse las principales características sedimentológicas de la litofacies conglomerática de la Fm La Toca (Oligoceno-Mioceno Inferior). Aunque existen otras canteras que permiten observaciones semejantes, se destaca ésta por su fácil acceso y porque permite completar los aspectos estratigráficos y sedimentológicos de la formación a lo largo de la carretera, en cuyos taludes afloran las alternancias de lutitas y areniscas de carácter turbidítico suprayacentes. Su interés principal es de tipo sedimentológico, con un interés estratigráfico subordinado; por su utilización se puede considerar como científico y por su influencia, regional.

La cantera en cuestión exhibe un potente tramo de conglomerados matriz-soportados, de aspecto masivo, con clastos de dos litologías principales: tufitas y carbonatos de

tonos grises oscuros y calizas blancas con fauna de plataforma, incluso bastante coralinas; los cantos son muy redondeados y de tamaño medio centimétrico (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). El espesor visible se aproxima a 100 m.

Se aprecia una cierta organización, observándose varias secuencias estratocrecientes, que a su vez forman apilamientos cada vez más potentes, hasta terminar con un banco decamétrico masivo. En este sector se encuentra una mayor abundancia y tamaño de cantos de calizas de plataforma, algunos bastante angulosos.

Todas las características sedimentarias, organización y facies de estos niveles de conglomerados apuntan a que se trata de sedimentos depositados en ambientes deltaicos desarrollados en condiciones marinas someras, a partir de materiales retrabajados, previamente transportados por sistemas fluviales. Los procesos sedimentarios mejor representados son los flujos gravitacionales (*debris flows* de alta densidad, *grain flows*) de cantos originados por la llegada de flujos tractivos al frente deltaico, activados y movilizados en el delta por gravedad debido a la propia pendiente del sistema deltaico. La tendencia estratocreciente observada en la mayor parte de los afloramientos reconocidos, indican una evolución vertical de dispositivos progradantes lateralmente, reflejando el avance del frente deltaico en un contexto de subsidencia moderada. Se desconoce la dirección de avance del delta, puesto que no existen apenas indicadores de paleocorrientes. Por otra parte, su área fuente no aflora actualmente en la región, puesto que no se han encontrado las unidades que suministran los cantos, posiblemente debido a la actividad tectónica posterior.

- LIG nº2. Niveles de transición de Los Guayos

Posee carácter puntual, localizándose en las proximidades de la carretera Tenares-Gaspar Hernández, si bien para acceder a él es preciso hacerlo a pie. Su observación en primer término es bastante expuesta debido a la frecuencia de desprendimientos favorecidos por la verticalidad del afloramiento. Permite la observación detallada de los niveles de tránsito entre las Fms. Villa Trina y Los Haitises, en general deficientemente aflorantes, manifestándose el paso entre ambas unidades a nivel cartográfico por un marcado contraste morfológico. Su interés principal es de tipo estratigráfico, con un interés sedimentológico subordinado, en tanto que por su utilización se puede catalogar como de interés científico, y por su influencia, regional.

El corte natural, producido por deslizamientos y desprendimientos, expone una treintena de metros consistentes en una alternancia de margas y calizas en niveles de orden decimétrico, incrementándose hacia techo el espesor de los niveles de calizas, desapareciendo finalmente los de margas.

Pese a la calidad del corte, tan sólo son accesibles los niveles inferiores, en los que se reconocen niveles de margas grises entre los que se intercalan niveles de carbonatos redepositados. Se interpretan como una secuencia regresiva entre los niveles de talud-cuenca de la Fm Villa Trina y los niveles de plataforma arrecifal de la Fm Los Haitises.

- LIG nº3. Macizo kárstico de la loma El Peñón

A diferencia de los restantes lugares, posee carácter areal, tratándose de una zona de unos 10 km² localizada al norte de Monte Llano. Se trata de un paraje peculiar, semejante al de la región de Los Haitises, especialmente en sus áreas menos accesibles, caracterizado por el predominio de los afloramientos de calizas de la Fm Los Haitises, sobre los que la intensa meteorización química ha favorecido el desarrollo de un espectacular modelado kárstico. El acceso principal está constituido por la pista que parte de Monte Llano hacia el norte, en dirección al río Partido, a lo largo de la cual es posible efectuar múltiples observaciones, que pueden ser incrementadas utilizando las sendas que parten de ella. Su interés principal es de tipo geomorfológico, en tanto que por su utilización se puede catalogar como de interés científico y didáctico, y por su influencia, regional.

Ya en Monte Llano es posible efectuar observaciones relacionadas con la dinámica kárstica, como diversos mogotes (*hums*) y llamativas arcillas rojas de descalcificación de las calizas de la Fm Los Haitises. Al ascender por la pista reseñada comienzan a aparecer espectaculares dolinas, adquiriendo el paisaje un aspecto de laberíntico entramado de cerros calcáreos y depresiones, cada vez más denso, hasta configurar un campo de dolinas, que con frecuencia poseen profundidades de 50 m.

Al este del LIG, a lo largo de la carretera Gaspar Hernández-Tenares, se aprecia el neto contraste morfológico proporcionado por las calizas con relación a las margas de la Fm Villa Trina infrayacente, que da lugar a un pronunciado escarpe, con evidencias de fracturación.

- LIG nº4. Panorámica de la loma El Mogote

Posee carácter puntual, localizándose en el vértice del mismo nombre, que con 967 m constituye la máxima elevación de la Hoja de Salcedo y una de las más destacadas de la Cordillera Septentrional. Se accede a través de una pista que parte de la carretera de José Contreras, entre esta localidad y Los Naranjos. Permite una espectacular panorámica del Valle del Cibao y su evidente contraste morfológico con las cordilleras Septentrional y Central; el brusco cambio de pendiente entre la depresión y la cordillera es debido a la acción de la falla Septentrional. Su interés principal es de tipo geomorfológico, en tanto que por su utilización se puede catalogar como de interés científico y didáctico, y por su influencia, regional.

A lo largo de la pista que accede a la loma es posible efectuar observaciones del aspecto de la Fm Villa Trina, con sus característicos tonos amarillentos por alteración, en tanto que las calizas que culminan este relieve pertenecen a la Fm Los Haitises.

- LIG nº5. Sección aluvial del río Cenoví

Se trata de una visión puntual del cauce del río Cenoví a la que se accede por carretera desde Tenares. Permite apreciar los frecuentes cambios de facies de los depósitos correspondientes a los abanicos aluviales que orlan la Cordillera Septentrional, tapizando la cuenca del Cibao. Su interés principal es de tipo sedimentológico, con un interés subordinado geomorfológico y tectónico, en tanto que por su utilización se puede catalogar como de interés científico, y por su influencia, regional.

Los escarpes generados por la incisión del río exponen un conjunto lutítico de tonos ocres en el que se intercalan niveles de gravas y horizontes arcillosos negros. Las lutitas ocres son el constituyente básico del abanico debido a la abundancia de materiales arcilloso-margosos correspondientes a las Fms. Villa Trina y La Toca en el área de la cordillera Septentrional atravesada por el río. Los niveles de gravas poseen geometría canaliforme, con alturas de orden métrico, correspondiendo a los cursos fluviales que surcaban el abanico; los cantos poseen color blanquecino y diámetros de 5-10 cm, perteneciendo mayoritariamente a calizas de la Fm Villa Trina y del Mb La Piedra. En cuanto a las arcillas negras, corresponden a suelos ricos en materia orgánica desarrollados durante los periodos de estabilidad. Sus variaciones laterales reflejan los cambios en la dinámica de los abanicos.

El acceso al punto se realiza sobre la superficie del abanico, por lo que se produce un paulatino e imperceptible ascenso hacia la cordillera, tendencia que se ve rota por un pequeño escalonamiento unas decenas de metros antes del punto en cuestión. Este desnivel, de orden métrico, denuncia la presencia de la falla de Jacagua, que con dirección ESE-ONO, paralela a la del frente montañoso, afecta a los abanicos. Se trata de una falla activa, tal como señalan Mann *et al.* (1998) y posiblemente sea la causa de las deformaciones que parecen a afectar a algunos de los niveles expuestos en el punto.

9. BIBLIOGRAFÍA

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

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

ABBOTT, R.N. jr., DRAPER, G. (2010). Comments on "Corundum-bearing garnet peridotite from northern Dominican Republic: A metamorphic product of an arc cumulate in the Caribbean subduction zone," by Hattori *et al.*, *Lithos*, 117, 1-4, 322-326.

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

ABBOTT, R.N. jr., DRAPER, G., KESHAV, S. (2006). UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet clinopyroxenite: An example from the Dominican Republic. En: LIOU, J. G., 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, 9, 653-667.

ACUATER (2000). Mapa Hidrogeológico Nacional. Programa SYSMIN, Proyecto J. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

AYALA, C., GARCÍA-LOBÓN, J.L., ESCUDER-VIRUETE, J., REY-MORAL, C., PÉREZ-ESTAÚN, A., PADÍN-DEBÉN, A. (in press). High resolution magnetic, regional gravity and petrophysical characterization of the Central Cordillera (Dominican Republic). *Geologica Acta* (2010).

BOISSEAU, M. (1987). Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles). Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral, Universidad Pierre y Marie Curie, París, 200 pp.

- BOWIN, C. (1960).** Geology of central Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 211 pp.
- BRAGA, J.C. (2010).** Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 73 pp.
- BROUWER, S.B., BROUWER, P.A. (1982).** Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. 9ª Conferencia Geológica del Caribe, Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, 1, 303-322.
- CALAIS, E. (2008).** Risque Sismique en Haïti: Fondements Scientifiques et Nature du Risque. Conferencia de Puerto Príncipe.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992).** From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the Northern Caribbean plate Boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, 11, 114-123.
- CALAIS, E., MERCIER DE LEPINAY, B., RENARD, V., TARDY, M. (1989).** Geometrie et regime tectonique le long d'une limite de plaques en coulissage: La frontiere nord-Caraibe de Cuba a Hispaniola, Grandes Antilles. *Compte rendu de l'Académie Science Paris*, 8, 131-135.
- CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE) (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.
- DE LA FUENTE, S. (1976).** Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 pp.
- DE ZOETEN, R. (1988).** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.
- DE ZOETEN, R., DRAPER, G., MANN, P. (1991).** Geologic Map of the Northern Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 401 pp.

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

DE ZOETEN, R., MANN, P. (1999). Cenozoic El Mamey Group of northern Hispaniola: A Sedimentary Record of Subduction, Collisional and Strike-Slip Events within the North America-Caribbean Plate Boundary Zone. En: MANN, P. (Ed.) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4, 247-286.

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

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

DÍAZ DE NEIRA, J.A., HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2004). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6272-I (Antón Sánchez) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto L. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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

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 pp.

DOLAN, J.F., MANN, P., Eds. (1998). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 174 pp.

DOLAN, J.F., 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. En: MANN, P.,

DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 217-263.

DOLAN, J.F., MULLINS, H.T., WALD, D.J. (1998). Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 1-61.

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. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 143-169.

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

EBERLE, W., HIRDES, W., MUFF, R., PALAEZ, M. (1982). The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). Transactions 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo. Santo Domingo, República Dominicana, Amigo del Hogar, 619-632.

EDGAR, N.T. (1991). Structure and Geologic Development of Cibao Valley, Northern Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 281-299.

EPTISA (2004). Estudio hidrogeológico Nacional de la República Dominicana. Fase II. Programa SYSMIN, Proyecto N. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.

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

- EVANS, C.C. (1986).** Facies evolution in a Neogene transpressional basin: Cibao Valley, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Miami, Florida, 222 pp. (Inédito).
- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2008).** The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. *Lithos*, 103, 106-137.
- LOMAS, S.A., JOSEPH, P. (2004).** Confined Turbidite Systems. Geological Society, London, Special Publications, 222, 328.
- MANN, P. (1983).** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de Nueva York, Albany, 688 pp. (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, 311-324.
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DEMETS, C., DIXON, T., JANSMA, P., MATTIOLI, G. (2002).** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21, 6, 1057.
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., Eds. (1991a).** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991b).** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 1-28.
- MANN, P., GRINDLAY, N., DOLAN, J. (1999).** Subduction to Strike-slip Transitions on Plate Boundaries Conveners. Penrose Conference Puerto Plata, Dominican Republic.
- MANN, P., PRENTICE, C.S., BURR, G., PEÑA, L.R., TAYLOR, F.W. (1998).** Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.), Active Strike-Slip and

Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 63-124.

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). Tesis Doctoral, Universidad Pierre y Marie Curie, 378 pp. (Inédito).

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

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*, 25, 956-983.

PEARCE, J.A., VAN DER LAAN, S.R., ARCULUS, R.J., MURTON, B.J., ISHII, T., PEATE, D.W., PARKINSON, I.J. (1992). Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. En: FRYER, P., PEARCE, J. *et al.* (Eds.). Proc. ODP, Sci. Results 125 Ocean Drilling Program, 623-659.

PÉREZ-ESTAÚN, A., HERNAIZ, P.P., LOPERA, E., JOUBERT, M., Eds. (2007). Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, IGME, 118-2, 155-413.

PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A., HERNAIZ, P.P., Eds. (2002). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, 77-80.

PÉREZ VALERA, F., ABAD DE LOS SANTOS, M. (2010). Informe Estratigráfico y Sedimentológico. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.

PINDELL, J.L., BARRETT, S.F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: DENG, G., CASE, J.E. (Eds.). *The Caribbean*, Volume H, Decade of North American Geology. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 404-432.

PROINTEC (1999). Prevención de Riesgos geológicos (Riesgo sísmico). Programa SYSMIN, Proyecto D. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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

SUN, S.S., McDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.

TAYLOR, R.N., NESBITT, R.W. (1995). Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan. En: SMELIE, J.L. (Ed.). *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication, 81, 115-134.

VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P., CALKINS, F.C. (1921). *A Geological Reconaissance of the Dominican Republic*. En: Editora de Santo Domingo. Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos, Santo Domingo, 18 (1983), 268 pp.

WINSLOW, M.A., GUGLIELMO, G. jr., NADAI, A.C., VEGA, L., McCANN W.R. (1991). Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, 301-313.