



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

JICOMÉ

(5973-IV)

Santo Domingo R.D. Julio 2002/Octubre 2004

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto K, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPESA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPESA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPESA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oró (GEOPREP)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dr. José Pedro Calvo (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPESA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Pedro Florido (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Ing. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. James K. Mortensen (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Tom Ulrich (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Dr. Marc Joubert (BRGM)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Francisco Javier Montes. Director de la Unidad Técnica de Gestión (AURENSA) 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. Juan José Rodríguez
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones

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

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

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

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Sedimentológico del Proyecto K
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto K
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb (Proyectos K y L)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar (Proyectos K y L)
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados (Proyectos K y L)

RESUMEN

La Hoja de Jicomé está situada en el NO de la República Dominicana, en el eje de la Cordillera Central. El relieve es muy accidentado, con cotas que varían desde 400 a 2046 m en el Cerro de los Aparejos.

Las rocas más antiguas forman parte del Complejo Duarte, de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior; son basaltos de meseta oceánica convertidos en anfibolitas por acción del metamorfismo. Sobre ellas la Formación Tireo del Cretácico Superior, corresponde a rocas volcánicas y vulcanosedimentarias que representan el volcanismo de un arco isla. En los materiales anteriores intruye el Batolito de Loma Cabrera, según una secuencia magmática de rocas ultrabásicas (cumulados piroxénicos), básicas (gabro-dioritas), ácidas (tonalitas) y un cortejo importante de diques; todo ello entre el Cretácico y el Eoceno. Sobre la Formación Tireo se deposita, en el borde SO de la Hoja, la Formación Trois Rivières, formada por alternancias de lutitas, areniscas y calizas en una secuencia turbidítica, también del Cretácico Superior (terminal). El Terciario está representado por Calizas de Nalga de Maco (Eoceno Medio-Superior) discordante sobre las formaciones anteriores. El Cuaternario está formado por coluviones de derrubios y depósitos aluviales de fondo de valle y terrazas.

La estructuración regional se produce en un contexto compresivo de convergencia oblicua que se traduce en pliegues heterogéneos, con morfología y envergadura variables según los distintos dominios estructurales, y bandas con deformación por cizalla dúctil con fábricas S-C y desarrollo de estructuras miloníticas. Esta deformación evoluciona a dúctil-frágil y frágil extendida al conjunto de la Hoja y que se prolonga hasta la actualidad, produciendo la intensa fracturación existente. También se producen pliegues abiertos subverticales y otros de tipo *kink* o *chevron*.

Simultáneamente a estos procesos de fracturación regional por cizalla, tiene lugar la elevación de la Cordillera Central, posiblemente desde finales del Cretácico Superior, y de forma más destacada desde el Mioceno Inferior, dando lugar al desarrollo y encajamiento de la red fluvial. Los fenómenos deformativos continúan en la actualidad con fallas que afectan al Cuaternario y la actividad sísmica de toda la región.

ABSTRACT

The Jicomé sheet is located in the north-west of the Dominican Republic on the Cordillera Central axis. It is a mountainous area with heights that go from 400 m to 2046 m at Cerro de Los Aparejos.

The oldest rocks belong to the Duarte complex (Upper Jurassic to Lower Cretaceous) and are oceanic plateau basalts converted into amphibolites by metamorphism. Over them the Tireo Fm (Upper Cretaceous) is composed of volcanic and volcanosedimentary rocks representative of island arc volcanism. The older materials were intruded by the Loma Cabrera batholith, following a magmatic sequence of ultrabasic rocks (pyroxenic cumulates), basic rocks (gabbro-diorites), acid rocks (tonalites) and an important dyke complex; in all cases between the Cretaceous and the Eocene. Over the Tireo Fm, in the SW corner of the sheet, the Trois Rivières Fm formed by shales, sandstones and limestones in a turbiditic sequence was deposited during the Upper Cretaceous. The Tertiary is represented by Nalga de Maco limestones (Middle to Upper Eocene) resting unconformably on the older formations. The Quaternary is formed by colluvial deposits and alluvial valley floor and terrace deposits.

The regional structure was produced in an oblique convergence compressive context that generated heterogeneous folds, with variable morphology and dimensions in the different structural domains, and bands deformed by ductile shearing with S-C fabrics and the development of mylonitic structures. This deformation evolved to ductile-fragile and fragile, extending to all the sheet area and continuing to present times, producing the existing intensive deformation. In addition to this, subvertical open folds were also produced, along with kink or chevron type folds.

Simultaneously to these regional shear fracturing processes an elevation of the Cordillera Central occurred, perhaps from the Upper Cretaceous, giving rise to the development and incision (downcutting) of the fluvial system. These deformation phenomena are still taking place today, with faults that affect the Quaternary terraces and seismic activity in all the region.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	2
1.2. Situación geográfica	3
1.3. Marco geológico	7
1.4. Antecedentes	12
2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.1. Jurásico Superior-Cretácico Inferior	19
<u>2.1.1. Complejo Duarte</u>	<u>19</u>
2.1.1.1. Anfibolitas (10). J ₃ -K ₁	21
2.2. Cretácico Superior	22
<u>2.2.1. Formación Tireo</u>	<u>22</u>
2.2.1.1. Esquistos y neises de metavolcanitas ácidas (11). K ₂	26
2.2.1.2. Rocas vulcanoclásticas y/o epiclásticas finas ácido-intermedias (12) . K ₂	26
2.2.1.3. Lavas y tobas de composición intermedia – básica (andesitas-basaltos) (13). K ₂	28
2.2.1.4. Brechas volcánicas ácidas (14). K ₂	29
2.2.1.5. Tobas dacítico-riodacíticas (15). K ₂	29
2.2.1.6. Niveles de chert (16). K ₂	30
2.2.1.7. Sedimentos (17a, b). K ₂	30
<u>2.2.2. Formación Trois Rivieres</u>	<u>31</u>
2.2.2.2. Niveles o lentejones de carbonatos (19). K ₂	34
2.2.2.3. Niveles de areniscas (20) . K ₂	35
2.3. Eoceno	35

2.3.1. Calizas de Nalga de Maco (21). P ₂	35
2.4. Cuaternario	36
2.4.1. Terrazas y fondos de valle (22). Q ₄	36
2.4.2. Coluviones (23). Q ₄	37
3. ROCAS INTRUSIVAS Y FILONIANAS	38
3.1. Dataciones absolutas de rocas ígneas	39
3.1.1. Dataciones previas	39
3.1.1.1 Intrusivos básicos	39
3.1.1.2. Intrusivos tonalíticos	40
3.1.2. Dataciones absolutas obtenidas en este Proyecto.....	42
Formación Amina-Maimón.....	45
Batolito de Loma Cabrera	46
3.1.3. Conclusiones sobre dataciones absolutas	50
3.2. Rocas intrusivas.....	52
3.2.1. Peridotitas serpentinizadas (1a).....	52
3.2.2. Batolito de Loma Cabrera	54
3.2.2.1. Cumulados de piroxenitas olivínicas (2)	57
3.2.2.2. Gabros y dioritas (3)	58
3.2.2.3. Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas, localmente orientadas o foliadas (4, 5)	59
3.2.3. Batolito de Macutico.....	60
3.3. Rocas subvolcánicas y filonianas.....	61
3.3.1. Dolerita con augita y plagioclasa (1b)	61
3.3.2. Pórfidos básicos (6)	61
3.3.3. Granitoides (7)	62
3.3.4. Leucogranitos y/o aplitas (8)	62

3.3.5. Diques de cuarzo (9).....	63
4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	64
4.1. Petrología de rocas metamórficas	64
4.1.1. Complejo Duarte.....	64
4.1.1.1. Facies anfibolítica.....	65
4.1.2. Formación Tireo.....	67
4.2. Petrología de rocas ígneas	70
4.2.1. Peridotitas serpentinizadas	70
4.2.2. Batolito Loma de Cabrera	71
4.2.1.1. Rocas ultramáficas (cumulados).....	73
4.2.1.2. Gabros y dioritas	74
4.2.1.3. Tonalitas con hornblenda ± biotita	77
4.2.1.4. Enjambre de diques máficos y félsicos	81
4.2.3. Batolito de Macutico.....	83
4.2.4. Intrusivos en la Fm Tireo.....	84
4.3. Geoquímica.....	85
4.3.1. Complejo Duarte.....	86
4.3.1.1. Anfibolitas de La Meseta	88
4.3.2. Formación Tireo.....	92
4.3.3. Batolito de Loma Cabrera	97
5. TECTONICA.....	104
5.1. Contexto geodinámico.....	104
5.2. Tectónica de la Hoja.....	107
5.2.1. Dominio de la Cordillera Central	112
5.2.1.1. Fábricas y estructuras en la banda central	112

5.2.1.2. Fábricas y estructuras en la Banda Meridional	119
5.2.1.3. Distribución del metamorfismo y condiciones P-T de formación	120
5.2.1.4. Interpretación de la deformación D1 _C en el Dominio Cordillera Central	122
5.2.1.5. El problema de las anfibolitas de La Meseta y de El Aguacate	125
5.2.1.6. Edad de la deformación D1 _C	126
6. GEOMORFOLOGÍA	128
6.1. Análisis geomorfológico.....	128
<u>6.1.1. Estudio morfoestructural</u>	<u>128</u>
6.1.1.1. Formas estructurales.....	129
6.1.2.1. Formas gravitacionales.....	130
6.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	130
6.1.2.3. Formas por meteorización química.....	131
6.1.2.4. Formas poligénicas	132
6.2. Evolución e historia geomorfológica	133
7. HISTORIA GEOLÓGICA	136
8. GEOLOGÍA ECONÓMICA	138
8.1. Hidrología-hidrogeología.....	138
<u>8.1.1 Hidrología</u>	<u>138</u>
<u>8.1.2. Hidrogeología</u>	<u>138</u>
8.2. Recursos minerales	139
<u>8.2.1. Minerales metálicos</u>	<u>139</u>
<u>8.2.2. Canteras</u>	<u>140</u>
9. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	141
9.1. Relación de lugares inventariados.....	141

9.2. Descripción de los lugares	141
<u>9.2.1. Cerro de los Charamicos</u>	<u>141</u>
<u>9.2.2. Boca de los Mao</u>	<u>142</u>
<u>9.2.3. Río La Cidra.....</u>	<u>143</u>
<u>9.2.4. Nalga de Maco.....</u>	<u>144</u>
<u>9.2.5. El Jenjibre.....</u>	<u>145</u>
10. BIBLIOGRAFÍA.....	150

1. INTRODUCCIÓN

Para invertir la evolución desfavorable del sector geológico minero y dotar de una infraestructura cartográfica y temática a la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país.

A tal fin, 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 realizado, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), este Proyecto "K", Zona Noroeste, de Cartografía Geotemática de la República Dominicana incluido en el Programa SYSMIN, referenciado 7 ACP DO 024 y financiado por la Unión Europea.

Dicho Proyecto, realizado entre Julio 2002 y Julio 2004, incluye la elaboración de las 14 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 y los 5 mapas Geomorfológicos, Procesos Activos y Recursos Minerales a escala 1:100.000 que componen los siguientes cuadrantes:

Restauración (5873)	Restauración	5873-I
	Bánica	5873-II
Dajabón (5874)	Dajabón	5874-I
	Loma de Cabrera	5874-II
Monte Cristi (5875)	Monte Cristi	5875-I
	Pepillo Salcedo	5875-II
Diferencia (5973)	Diferencia	5973-I
	Lamedero	5973-II
	Arroyo Limón	5973-III
	Jicomé	5973-IV
Mao (5974)	Mao	5974-I
	Monción	5974-II
	Santiago Rodriguez	5974-III
	Martín García	5974- IV

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 el Servicio Geológico Nacional (SGN), decidió abordar, a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea 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, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto K, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto L, adjudicado al mismo consorcio.

Durante la confección de la hoja a escala 1:50.000 de Jicomé se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis y publicaciones monográficas, pero también trabajos de investigación o de exploración minera. La cartografía se ha realizado, principalmente, con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1960), cedidas por el SGN. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG 1997, del Programa SYSMIN).

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 diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y el Servicio Geológico

Nacional de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación geográfica

Esta Hoja se encuentra situada en el NO de la República Dominicana, a unos 65 Km al OSO de Santiago de los Caballeros, en plena Cordillera Central. En su mayor parte corresponde a la provincia de Santiago Rodríguez (más de la mitad NE de la Hoja), seguida de Elías Piña (esquina SO) y solo una pequeña parte en el borde oriental pertenece a Santiago de los Caballeros y otra en el borde sureste a la de San Juan. (Fig. 1.1)

En todo el territorio no existe ninguna población importante; nótese que dentro de la Hoja no existe ninguna carretera asfaltada ni punto alguno al que llegue el tendido de suministro eléctrico.

Las principales poblaciones son: El Aguacate, La Lomita de La Cidra, Loma Copey, Cenoví, Mayonal, Cabirma, Coquí, El Dajao y La Pionía, en la parte N (Santiago Rodríguez), y Colonia el Naranjito, Sierrecita y Francisco José, en la parte S (Elías Piña). Ninguna de estas poblaciones alcanza el millar de habitantes.

El nombre de la Hoja (Jicomé) corresponde a una población situada al NE de La Lomita, actualmente desaparecida casi por completo, prueba de la despoblación que afecta a la zona.

Las principales vías de acceso, con vehículo todoterreno, son las siguientes:

- Desde Santiago Rodríguez o desde Monción hasta el Cruce de Maguanita. De aquí hacia el S, pasando por La Leonor, hasta entrar en la Hoja por El Aguacate y cruzar el Río Mao hasta La Lomita y Loma de Copey (desde aquí rutas andando o a caballo por el centro, hasta los bordes S, E y SE).
- Desde Villa Los Almácigos hacia el S, pasando por La Piña hasta entrar en la Hoja; inmediatamente hay un cruce: hacia el E para El Dajao, y hacia el S, Boca de Vereda, La Pionía, Naranjito y Burende.

Fig.1.1.

Situación geográfica

-
- Desde la Carretera Internacional, por Guayajayuco hasta La Peña, y de aquí a caballo hasta Sierrecita y Francisco José.

El relieve de la Hoja es muy accidentado, con cotas que oscilan entre 400 m, en el borde NO, y 2046 m (Loma de Los Aparejos) en la esquina SE. El eje de la cordillera discurre con dirección NO-SE, con alturas superiores a 1000 m. Además de la Loma Los Aparejos citada, destacan: Loma El Vigador (1919), Monte de Joca (1807), Alto de Sierrecita (1469), Loma de Sierrecita (1511); más al S, Loma Nalga de Maco (1990) y Loma Florentino (1648).

La red hidrográfica corresponde a cuatro cuencas principales:

- Cuenca del Río Mao. Ocupa la parte centro-oriental de la Hoja, aproximadamente la mitad de la superficie. Comprende los nacimientos del propio río y de sus principales afluentes: ríos La Cidra, Cenoví y Toma.
- Cuenca del Río Guayubín. Se extiende por el borde N, con la cabecera del río y sus principales afluentes: ríos Dajao, Grande, e Inaje.
- Cuenca del Río Artibonito y su principal afluente, el Río Joca, en la esquina SO.
- Cuenca del Río San Juan. Escasamente representada en la esquina SE, con el Arroyo de Monte Llano.

El clima de la isla está concionado por los vientos alisios, que circulan desde África hasta las Antillas, entrando en la isla por la parte oriental. Este hecho, junto con la topografía, condiciona el clima a nivel local. Así, mientras en la zona oriental del Valle del Cibao el clima es húmedo cálido, con pluviosidad aproximada de 2000mm, evapotranspiración entre 1500-1700mm y temperatura media de 25-26 °C, en la parte occidental es subtropical seco cálido, con una pluviosidad inferior a 1000 mm, evapotranspiración mayor de 1700mm, y temperatura media de 26-27 °C. Sin embargo, en zonas elevadas de la Cordillera Central como en el caso de esta Hoja, las condiciones climáticas son intermedias, con pluviosidad alta como en la zona oriental, pero temperaturas y evapotranspiración más bajas. La máxima pluviosidad se produce en los meses de Mayo y Octubre y la mínima en Enero y Julio.

La vegetación original formaba parte del bosque tropical que ocupó casi toda la isla, pero que ha sido prácticamente eliminada. Solo quedan y en número reducido: cedro, cabirma, caoba, roble, pino criollo, ceiba, mangle, jagua, sablito, etc. El bosque seco subtropical está caracterizado por especies vegetales de crecimiento y desarrollo precario (baitoa, candelón, frijolito, guatapaná, roble prieto, guayacán, abrojo, sopaipo, campeche, cambrón, aroma, mangle colorado y mangue prieto). Muchas de estas especies han sido casi exterminadas, dando paso a una vegetación secundaria, cultivos agrícolas y vegetación herbácea. Existen otras especies que se han adaptado; las predominantes son: aguacate, piñón cubano, mango, cayuco, guayaba, guácima, tamarindo, roble, samán, higuera, quenepa, palma real y palma cana (González, 2003).

La explotación forestal fue especialmente intensa en la década de 1970, mientras que en la actualidad predominan las labores de reforestación y mantenimiento, al menos en toda la vertiente septentrional de la cordillera, y en especial la cuenca alta del Río Mao.

Entre los cultivos destacan: café, habichuela, guandules, yuca, batata, arroz, maíz y caña; y como frutales, mango, plátano, guineo, lechoza y naranja.

Fuera de las zonas de cultivo agrícola bajo riego, muy escasas y limitadas a pequeños valles, los suelos están ocupados por vegetación arbustiva sometida al pastoreo de ganado caprino, vacuno y caballar.

Las principales especies herbáceas son: junquillo, verdolaga, palo de mico, bledo, moroviví, rabo de gato, masambei, cundeamor, yerba amarga, tua tua, escoba dulce, yerba de guinea, cardosanto, guazábara, etc.

Con respecto a la fauna autóctona, muchas especies han desaparecido y hoy se puede hablar de fauna en proceso de extinción, con alto endemismo, como es el caso de aves, reptiles y mamíferos. Las especies más comunes son: cotorra, carpintero, cuervo, cigua palmera, perdiz, guaraguao, pelícano, garza real, bubi, ray congo, cuyaya o cernícalo, petigre, zumbador, barrancolí, rolita, manuelito, jilguero, cuatro ojo, cigüita, paloma turca, lechuza, laura, judío, gaviota, pitanguá, pájaro bobo, puerco cimarrón, jutía, selenodonte, conejo silvestre, culebra, culebra sabanera, culebra verde, culebra jabada, iguana y tórtola (González, 2003).

Esta Hoja comprende parte de las áreas de dos parques nacionales: Armando Bermudes y Nalga de Maco. El primero ocupa los dos tercios orientales de la superficie del plano, que se corresponden con la cuenca alta del Río Mao. El segundo se extiende por la esquina SO, ocupando el paraje del mismo nombre y sus alrededores, entre los ríos Joca y Artibonito

1.3. Marco geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la Republica Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados: coladas de lavas y brechas, rocas volcanosedimentarias, calizas micríticas, calizas pelágicas, plataformas siliciclásticas, abanicos turbidíticos, conglomerados continentales, etc. A todo esto hay que sumar la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao, y Macutico, a su vez con importantes cortejos filonianos. (Fig. 1.2)

En términos generales la geología en la isla está controlada por tres factores principales:

En primer lugar el carácter oceánico de la isla, al menos en las rocas mesozoicas, asentada sobre una zona muy activa de corteza oceánica sometida a procesos de subducción, provoca por un lado la presencia de volcanismo de arco de isla, con diversos episodios volcánicos y la consiguiente presencia de materiales volcanosedimentarios; y por otro la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y volcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas unida a la escasa anchura de las plataformas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

En segundo lugar la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta productividad biológica de las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas arrecifales y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es igualmente responsable de las altas tasas de meteorización y erosión, que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos.

En tercer lugar la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre, que ha afectado a isla desde su formación, va a dar lugar por una parte a una elevada tasa de denudación y por otra a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar,

Fig. 1.2. Esquema geológico

así mismo, a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la yuxtaposición en el espacio de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

La repartición espacial de este conjunto de materiales es muy heterogénea, pudiendo diferenciarse dentro del área abarcada por el proyecto una serie de dominios tectosedimentarios con características diferenciadas (Fig.1.3). La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros corresponden a materiales de cobertera posteriores a las principales fases de deformación.

De Norte a Sur los dominios tectosedimentarios representados dentro del área del Proyecto K son los siguientes:

- Dominio de la Cordillera Septentrional, limitado al Norte por el Océano Atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían en principio al denominado Bloque de Altamira (Zoeten, 1988). En el área cartografiada, discordantemente sobre materiales marinos profundos del Cretáceo Inferior, se encuentra una potente serie de carácter fundamentalmente turbidítico, con episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.

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

Fig.1.3.

Dominios geológicos

- El Dominio Ámina-Maimón aflora bajo la discordancia basal del Dominio del Valle del Cibao y probablemente constituye, en gran parte al menos, su zócalo. El límite Sur de este dominio coincide con el extremo Norte de la Zona de Falla de La Española (ZFE). Los materiales representados, pertenecientes a la Formación Ámina- Maimón, son depósitos vulcanosedimentarios de edad Cretáceo Inferior que presentan una intensa deformación. Intercalados en el borde septentrional de la ZFE se localizan lentejones de peridotitas serpentinizadas, que por su posición estructural son correlacionables con la Peridotita de Loma Caribe del sector de Bonaó, situado en el sector SE de la Cordillera Central.
- El Dominio de Magua-Tavera tiene su área de afloramiento prácticamente limitada a la Zona de Falla de La Española, y está ocupado por una serie compleja, al menos en parte sintectónica, y con gran espesor, aunque de difícil evaluación, que incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, turbiditas, calizas de plataforma y conglomerados fluviales, todo ello con un rango de edades comprendido entre el Paleoceno y el Oligoceno. El sustrato metamórfico está constituido por el Complejo Duarte y la Fm Tireo. La deformación que afecta a las rocas de este dominio es muy heterogénea y de características dúctil-frágil y frágiles.
- El Dominio de la Cordillera Central se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al Sur por la Falla de San José-Restauración. Comprende una secuencia magmática de edad Jurásico Superior-Cretácico-Paleógena, constituida por una gran variedad de rocas plutónicas, volcánicas, vulcanoclásticas y sedimentarias que, desde un punto de vista geoquímico y litoestratigráfico puede ser subdividida en 3 unidades principales. En este dominio estructural, gran parte de las unidades fueron deformadas dúctilmente de forma heterogénea y variablemente metamorfizadas, pero preservan en muchos casos las texturas ígneas. De base a techo, esta secuencia está compuesta por: (1) la meseta oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del Complejo Duarte; (2) la secuencia volcánica y vulcanosedimentaria de la Fm Tireo de edad Cretácico Superior (*s.l.*), relacionada con la actividad de un arco magmático que evoluciona desde toleítico a calco-alcalino y en el que intruyen los batolitos tonalíticos de Loma Cabrera y Macutico, con complejos gabroico-ultramáficos de tipo Alaska asociados, así como numerosas intrusiones menores; y (3) los basaltos masivos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte, sobre los que se depositan

discordantes las calizas marinas someras de la Fm Nalga de Maco de edad Eoceno Medio-Superior. Emplazadas tectónicamente a favor de las principales zonas de falla, en el Dominio aparecen también cuerpos lenticulares de peridotitas serpentinizadas.

- El Dominio de Trois Rivières-Peralta está limitado al Sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie con un rango de edades entre el Cenomaniano y el Eoceno Medio-Superior. Los materiales y facies representados son muy diversos, con predominio de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyendo también materiales vulcanosedimentarios, calizas de plataforma arrecifal e importantes depósitos sintectónicos.
- El Dominio de la Cuenca de San Juan ocupa la esquina suroeste del área del proyecto. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Oligoceno Superior (sintectónico con las estructuras que limitan la cuenca por el N y con varias discordancias internas) al Plio-Pleistoceno. Constituyen en conjunto una serie de relleno de cuenca, pasándose de facies turbidíticas gradualmente hasta depósitos fluviales.

Además de estos materiales hay que señalar la presencia de una gran diversidad de materiales cuaternarios que llegan a ocupar la mayor parte de la superficie de algunas hojas.

La Hoja de Jicomé se sitúa sobre el eje de la Cordillera Central y está comprendida, en su mayor parte, en el dominio del mismo nombre y en el Dominio Trois Rivières-Peralta, en su borde suroccidental.

1.4. Antecedentes

Uno de los primeros trabajos sobre la geología de la isla es el de Cooke *et al.*, (1920): “Un Reconocimiento Geológico de la República Dominicana”, y Vaughan *et al.*, (1921) que publicaron el primer mapa geológico de la isla en el que definían diversas formaciones. Pero los primeros datos geológicos proceden de los materiales recolectados en el Valle del Cibao por el capitán de la marina británica T.S. Heneken y estudiados por Sowerby (1850). El trabajo de Sowerby fue seguido por el de Gabb (1873) que atribuyó todos los fósiles y materiales marinos del Cibao a una única “Formación Miocena”.

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas de los dominios Cordillera Central, Ámina-Maimón y Magua-Tavera es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, "Geología de la parte central de la República Dominicana", publicada en 1966 con el subtítulo de "La historia de parte de un arco de isla". En ella define las formaciones Duarte, Maimón y Tireo dentro del Cinturón Intermedio (*Median Belt*), además de otras como Peralvillo y Siete Cabezas que no entran en este Proyecto. Posteriormente Palmer realiza su tesis en 1963, también de la Universidad de Princeton, "Geología del Área de Monción-Jarabacoa", publicada en 1979. Palmer define las formaciones de Ámina y Magua. A la Formación Ámina la correlaciona con la Formación Maimón, definida previamente por Bowin. Considera que Ámina estaría debajo de Duarte, por las relaciones estructurales y el metamorfismo, aunque el contacto entre ambas formaciones es siempre por falla, a la que reconoce que puede suponer una traslación lateral muy importante y no ser válida la relación anterior.

Otros trabajos posteriores que inciden en la zona, aunque más específicos, son los de Boisson (1987) sobre la Cuenca de Tois Rivieres en Haití y Dolan *et al.* (1998) sobre la Cuenca de Peralta; Lewis y Draper (1990) sobre geología y tectónica; Burke (1988), Donnelly (1990), Pindell y Barret (1990) y Mann *et al.* (2002) sobre geotectónica. Estudios específicos sobre el Batolito de Loma Cabrera son las tesis de Cribb (1986) y Feigenson (1978) de las universidades de Washington y Maryland, respectivamente.

Una contribución general sobre todos los aspectos geológicos de la isla se encuentra en el Special Paper (1991), de Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.), destacando los trabajos allí incluidos de Draper y Lewis (1991), sobre cinturones metamórficos, incluyendo un mapa geológico de síntesis a escala 1:150.000 de la parte central de la República Dominicana; Lewis y Jiménez (1991), sobre el Complejo Duarte; Lewis *et al.* (1991), sobre la Formación Tireo; y Dolan *et al.* (1991), sobre cuencas sedimentarias.

De gran importancia ha sido el "Informe de Magnetismo y Radiometría aerotransportados: vuelo de la República Dominicana", dentro del Proyecto SYSMIN (2002).

Por último, todos los trabajos desarrollados en este Proyecto SYSMIN durante etapas anteriores (Proyecto C, SYSMIN de Cartografía Geotemática, 1998-2000) y las publicaciones a que dieron lugar, recogidas en Acta Geológica Hispánica, v 37 (2002), de A. Pérez-Estaún, I. Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.): Pérez-Estaún *et al.* (2002), Lewis *et*

al. (2002), Escuder-Virueite *et al.* (2002), Díaz de Neira y Solé Pont (2002), Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún (2002).

2. ESTRATIGRAFÍA

Casi toda la Hoja forma parte del Dominio de la Cordillera Central; sólo en la esquina SO del plano, en un área aproximada del 10%, está representado el Dominio Trois Rivières-Peralta. (Fig. 2.1 y 2.2)

La mayor parte de los materiales aflorantes son de naturaleza ígnea, intrusivos o volcánicos, y en menor proporción detrítico-sedimentarios. Comprenden edades desde el Jurásico Superior hasta la actualidad. (Fig. 2.3)

Dentro del Dominio Central las rocas más antiguas forman parte del Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), representado aquí exclusivamente por anfibolitas. La siguiente formación es Tireo, correspondiente a rocas vulcanoclásticas y vulcanosedimentarias afectadas por un metamorfismo débil; su edad es Cretácico Superior.

Sobre la Formación Tireo, en el extremo SO de la Hoja, se deposita una secuencia turbidítica, sinorogénica, formada por alternancias de lutitas y areniscas, con niveles o lentejones de carbonatos en la base. Se denomina Formación Trois Rivières, perteneciente también al Cretácico Superior (Senoniano), dentro del Dominio Trois Rivières-Peralta.

El Terciario está representado aquí, de forma exclusiva, por las Calizas de Nalga de Maco (Eoceno Medio-Superior), discordante sobre las formaciones anteriores.

El Cuaternario está formado por coluviones de derrubios y depósitos aluviales de fondo de valle y terrazas.

En este capítulo se hará una descripción por edades y formaciones de los distintos tipos de rocas cartografiados, tanto sedimentarias como volcánicas y vulcano-sedimentarias, incluyendo las principales características de otros estudios realizados en este Proyecto: petrológicos, geoquímicos, tectónicos, etc.

Fig. 2.1.

Síntesis geológica

Fig. 2.2

Cortes geológicos

Fig.2.3.Cuadro estratigráfico

2.1. Jurásico Superior-Cretácico Inferior

2.1.1. Complejo Duarte

Fue Bowin(1960) quien primero propuso el nombre de Formación Duarte para designar a las rocas volcánicas básicas metamorizadas, que se extienden entre Santo Domingo y Jarabacoa. Estas rocas básicas y ultrabásicas formarían parte de la corteza oceánica de la Placa Caribeña (Bowin,1975). Posteriormente, Palmer (1979) aumentó como Duarte la prolongación en 75 Km al NO de la banda anterior, incluyendo rocas volcánicas básicas con menos metamorfismo (subesquistos verdes), así como algunas facies menores asociadas de tobas básicas vítreas, chert y queratófidos. Para Lewis *et al.* (1980) en lugar de formación lo denominan Complejo Duarte, que constituiría una isla o meseta oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Para Draper *et al.* (1996) formaría parte de un complejo ofiolítico emplazado tectónicamente sobre el primitivo arco isla caribeño en época pre-Albiano-Aptiano. Mann *et al.* (1991) hacen una división geológica de la isla en doce terrenos, entre ellos el terreno metamórfico de Duarte. Draper y Lewis (1991) sugieren que el Terreno Duarte formó parte de una isla oceánica o montaña marina del Cretácico Inferior, modificado posteriormente por el magmatismo de arco isla del Cretácico Superior-Eoceno. Lewis y Jiménez (1991) hablan de un Complejo Duarte formado por metabasitas, volcanitas ácidas y rocas sedimentarias que representarían la parte superior de una secuencia ofiolítica. Lapierre *et al.* (1999) distinguen, en la región de Juncalito-Jánico-La Vega, la siguiente sucesión: peridotitas serpentinizadas atravesadas por diques de diabasa, coladas basálticas con niveles locales de chert interestratificados, basaltos picríticos- ankaramitas y anfibolitas, interpretando el Complejo Duarte como un fragmento de meseta oceánica generada por una pluma de tipo Galápagos durante el Cretácico Superior. En base a la dudosa atribución de estas rocas al Complejo Duarte y a otros datos geocronológicos, Lewis *et al.* (1999) discrepan de esta interpretación y defienden un emplazamiento tectónico pre-Albiano.

Existen varios estudios petrográficos y geoquímicos que apoyan la hipótesis de isla o meseta oceánica (Donnelly *et al.*, 1990 ; Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jimenez, 1991; Lapierre *et al.*, 1997; Lapierre *et al.*, 1999; Lewis *et al.*, 2000; Lewis *et al.*, 2002).

Desde el punto de vista geoquímico, los metabasaltos del Complejo Duarte presentan características de tipo E-MORB, como un enriquecimiento en los elementos litófilos de gran

radio (LILE) y en las tierras raras ligeras (LREE), así como un empobrecimiento en las tierras raras pesadas (HREE) respecto a N-MORB (Lewis *et al.* 2000; Lewis *et al.* 2002). Sin embargo, Donnelly *et al.* (1990) relacionan el primer estadio del desarrollo del arco isla caribeño con basaltos N-MORB y sedimentación pelágica, así como las series máficas y ultramáficas de la meseta oceánica. Recientemente, Escuder *et al.* (2004, en prensa), por debajo del Complejo Duarte de afinidad toleítica, sitúan la Asociación vulcano-plutónica de El Aguacate, con gabros, diques basálticos y doleríticos y flujos basálticos de afinidad N-MORB, que culminan con niveles de chert ; por debajo de esta asociación se localizaría la Peridotita de Loma Caribe. En este Proyecto las rocas del Complejo Duarte han sido caracterizadas como basaltos de isla oceánica (OIB), con algunas excepciones de basaltos N-MORB.

A nivel regional el Complejo Duarte está compuesto principalmente por metabasaltos, esquistos máficos y anfibolitas relativamente ricas en Mg, Ni, y Cr, junto con varias litologías relacionables con protolitos sedimentarios, como delgados niveles de chert (Draper y Lewis, 1991; Escuder *et al.*, 2002); también existen diques de metadoleritas, por lo que en este Proyecto mantenemos la denominación de Complejo Duarte.

Las rocas volcánicas ácidas y vulcanosedimentarias de los alrededores de Jarabacoa, atribuidas por Lewis y Jiménez (1991) a este complejo, así como otras que aparecen sobre el mismo en las hojas de Monción, Diferencia, Santiago Rodríguez, Jicomé, Loma Cabrera y Dajabón (subcomplejos del Yujo, Yami y Dajabón, para Draper y Lewis, 1991), se asocian en este trabajo a la Formación Tireo, debido a sus características petrológicas y geoquímicas, como se verá después.

Dentro del área de este Proyecto, el Complejo Duarte aflora al SSO de la Zona de Falla de La Española en una banda de 65 km de longitud y 10 km de anchura máxima en el extremo oriental (hojas de Monción y Diferencia). Dentro de la Zona de Falla de La Española constituye el substrato de la Formación Magua, y se extiende hacia el S pero ampliamente intruido por rocas plutónicas básicas (gabros) y ácidas (tonalitas), asignadas a los plutones o batolitos de El Bao y Loma Cabrera. La banda se estrecha paulatinamente hacia el NO hasta desaparecer en la Hoja de Dajabón, mientras que hacia el SSO debe continuar como sustrato de la Formación Tireo, como se interpreta en los cortes geológicos (Ver plano geológico y Fig. 2.2)

La potencia global del complejo es imposible de establecer, ya que no se conoce la base, pero en todo caso es superior a 1 km; a nivel regional se consideran espesores del orden de 10 Km.

Los datos geofísicos aerotransportados muestran una fuerte estructuración del Complejo Duarte y, tanto los esquistos verdes como las anfibolitas, presentan anomalías negativas del campo magnético reducido al polo y de las señales espectrales de Th y K.

La edad de Duarte ha sido controvertida. Bowin (1966) propuso una edad Cretácico Inferior a partir de una datación K-Ar de una hornblendita foliada situada al O de Piedra Blanca. Recientemente, Lapierre *et al.* (1999) han obtenido edades aproximadas de 86 Ma por Ar-Ar sobre anfíboles, que consideran representativas del complejo. Varias dataciones sobre intrusiones máficas en el Complejo Duarte, ofrecen edades comprendidas entre 121 y 127 Ma. En este Proyecto se han obtenido edades de 129 ± 20 Ma y 98.3 ± 1.8 Ma por Ar-Ar en hornblenda, en las hojas de Diferencia y Lamedero, respectivamente.

A partir de un estudio estructural, Draper *et al.* (1996) proponen la obducción del plateau oceánico, correspondiente al Complejo Duarte y a las rocas ultrabásicas de Loma Caribe, sobre el primitivo arco caribeño, durante el Aptiano-Albiano. La única datación paleontológica existente se localiza en niveles de cherts (con radiolarios) al N de Jarabacoa; corresponde al Jurásico Superior (Montgomery *et al.*, 1994). En conclusión, la edad atribuida al Complejo Duarte en este trabajo es Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

Dentro de esta Hoja el Complejo Duarte aflora exclusivamente en el borde NE, en forma de tiras, bandas irregulares o enclaves entre gabros y tonalitas del Batolito de Loma Cabrera. Las rocas representadas son exclusivamente anfibolitas.

2.1.1.1. Anfibolitas (10). J₃-K₁

Son las únicas rocas atribuidas al Complejo Duarte en esta Hoja y se localizan en el borde noreste, como tiras estrechas dentro del Batolito de Loma Cabrera que se corresponden a *roof pendants* o lentejones pinzados en zona de cizalla.

Son rocas masivas, oscuras, con una orientación bien marcada. Están formadas por hornblenda y plagioclasa, como minerales principales, con ilmenita, cuarzo y opacos como accesorios. Las texturas son nematoblásticas, granoblásticas y blastomiloníticas.

Existe una deformación dúctil y metamorfismo que producen una fábrica planar o plano-linear constituida por grandes blastos de anfíbol y pequeños prismas de plagioclasa. El cuarzo sólo está presente como inclusiones. La paragénesis metamórfica borra la mineralogía y texturas previas, aunque se puede deducir que el protolito eran rocas basálticas, en ocasiones con posibles enclaves de gabros y otras veces con finas venas tonalíticas, también deformadas. Muchas veces y predominantemente dentro de esta Hoja, la geometría de los planos de esquistosidad responde a una fábrica S-C debida a una deformación milonítica por cizalla. El metamorfismo corresponde a facies anfibolitas de baja presión o corneanas hornbléndicas.

La geoquímica de estas rocas indica que corresponden a basaltos toleíticos de arco isla (IAT) y boninitas, semejantes a la mayor parte de las rocas del Complejo Dajabón..

2.2. Cretácico Superior

2.2.1. Formación Tireo

El nombre de la formación se corresponde con el de un pueblo y un río próximos a Constanza.

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en el área del Proyecto. Concretamente aflora en 9 de las hojas geológicas, ocupando la mayor parte de las hojas de Jicomé, Lamedero y Restauración, parcialmente las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera y Arroyo Limón, y muy reducidamente en la de Monción y Diferencia. Litológicamente está constituida por rocas volcánicas y vulcanoclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias, existiendo además frecuentes asomos de rocas plutónicas e hipoabisales.

Esta formación se distribuye en una franja de unos 280 Km de longitud por 12 a 45 Km de anchura que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose desde las proximidades de Baní hasta el N de Haití. El límite S es la Falla de San José-Restauración, y por el N se extiende hasta la Zona de Falla de La Española. (Ver Fig. 1.3 y 2. 1).

Las primeras referencias que aluden a la Formación Tireo se deben a Bowin (1966), aunque posteriormente ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980),

JICA/MMAJ(1984), Jimenez y Lewis (1987), Amarante y Garcia (1990), Lewis *et al.* (1991), Amarante y Lewis (1995) y Joubert *et al.* (1998). Algunos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses JICA/MMAJ (1984) plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis *et al.* (1991) elevan la unidad al rango de grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo Inferior y Grupo Tireo Superior. A este respecto conviene aclarar que, si bien por las variaciones en la litología y en el quimismo de las rocas que componen esta unidad parece más correcto denominarla con el término Grupo, en el presente trabajo se ha preferido mantener la acepción tradicional de Formación Tireo por ser un término ya muy aceptado, pero sin darle un carácter formal a la misma y sabiendo que incluye diversos términos que por sí solos podrían corresponder a formaciones.

La división realizada por Lewis *et al.* (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1984) conjuga otros criterios centrados en la exploración minera. Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de aplicarlas en una cartografía geológica. El Proyecto C de Cartografía Geotemática (2000) permitió cartografiar diversas litologías, levantar series completas y establecer varios miembros de esta formación en las hojas de Constanza, Sabana Quéliz y Arroyo Caña, pero se encontraron también muchas dificultades para distinguir un Tireo inferior de otro superior.

La Formación Tireo, tanto por su gran extensión como por su propia naturaleza volcánica, tiene importantes variaciones en cuanto a quimismo de sus productos, texturas y estructuras de los mismos, que se traducen en frecuentes cambios laterales de facies, lo que hace muy difícil o imposible el establecer una columna estratigráfica general para toda la formación. Por otra parte, en un contexto de arco volcánico, como es el caso del entorno de esta formación, las variaciones de la composición química de los productos emitidos, las migraciones de los centros de emisión o hasta el funcionamiento concomitante de aparatos volcánicos emisores de productos de composición química diferente, son algunos de los factores que dificultan el establecimiento de una columna litoestratigráfica de referencia a escala del conjunto del arco de isla.

Además, si en términos generales la Fm Tireo muestra gran continuidad espacial desde el sector de Baní hasta el sector del Macizo del Norte en Haití, considerándola a escala más detallada, dentro del proyecto K existen zonas aisladas con afloramientos de la Fm Tireo sin

continuidad espacial con el resto; este es el caso de muchos afloramientos que fueron asignados en trabajos anteriores al Complejo Duarte o al Subcomplejo Dajabón, pero que en este Proyecto se atribuyen a la Fm Tireo por las razones ya apuntadas. Por ello, en este trabajo, se establecen columnas estratigráficas específicas para cada hoja.

La cartografía sistemática de la formación realizada en el conjunto del presente proyecto, ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales vulcanoclásticos, existen ciertas tendencias o cambios de facies. Así, en las hojas de Restauración y Jicomé se puede ver una evolución en sentido NE-SO que se caracteriza por una presencia dominante de términos volcánicos y vulcanoclásticos en el SO, mientras que hacia el NE son rocas epiclásticas principalmente, con intercalaciones sedimentarias y vulcanosedimentarias.

La Fm Tireo es de quimismo calcoalcalino (AICC) ligado al estadio de arco II (Lewis *et al.*, 2002). La geoquímica de este Proyecto muestra que dentro de esta formación existen diversas series geoquímicas que comprenden, desde el magmatismo toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco magmático, a su evolución posterior hacia magmas calcoalcalinos con alto contenido en K, con predominio de rocas calcoalcalinas (Arc-CC).

Las potencias estimadas son inciertas y variables, debido a la propia paleogeografía y a la existencia de numerosas fallas con salto en dirección. Se consideran espesores entre 3000 y 4000 m para el conjunto de la formación.

La edad de la Formación Tireo está comprendida siempre en el Cretácico Superior. Bowin(1966) obtiene una edad de Cenomaniano a Maastrichtiano, en los alrededores de Constanza, edad confirmada en el Proyecto C de Cartografía Geotemática (2000). Otras dataciones de Tireo dan edades desde el Santoniano al Maastrichtiano Inferior (Lewis *et al.*,1991). Estos mismos autores obtienen una edad Turoniano-Coniaciano? en calizas intercaladas con volcanitas de la Hoja de Restauración, edad confirmada por los estudios micropaleontológicos en este Proyecto; una muestra de estas volcanitas (dacita), datada por 40Ar/39Ar en hornblenda, ha dado una edad de 81.2 +/- 8.2 M.a.(Lewis y Jiménez, comunicación personal), en tanto que dos riolitas de la región de Valle Nuevo se dataron por K/Ar respectivamente en 71.5 ± 3.6 M.a. y 85.1 ± 4.3 M.a. (Electroconsult, 1983). Las dataciones absolutas (Ar-Ar) realizadas en este Proyecto, dos en basaltos y anfibolitas (Hoja

de Jicomé) y otra en andesitas (Hoja de Arroyo Limón), ofrecen edades de 89 ± 2.6 , 82.8 ± 1.9 y 69.5 ± 0.7 Ma, respectivamente. En base al contenido en foraminíferos hallados en un afloramiento de metasedimentos situado al NE de la localidad de Dajabón, recientemente, Montgomery y Pessagno (1999) asignan una edad Albiano a Cenomaniano Superior a rocas pertenecientes al Complejo Dajabón. La datación absoluta (Ar-Ar) de una muestra correspondiente a dacitas de este complejo, en la Hoja de Dajabón, muestra una edad de 91.8 ± 2.3 Ma (Cenomaniano).

Dentro de esta Hoja la Formación Tireo ocupa la mayor parte de su extensión, sobre todo en una ancha banda central que la atraviesa con dirección ONO-ESE. Esta banda se encuentra plegada por pliegues asimétricos de la misma dirección, subverticales o vergentes al S; y se encuentra muy fracturada, longitudinal y transversalmente. Las fallas más importantes son longitudinales, con desarrollo de estructuras miloníticas dúctiles a frágiles en bandas estrechas, y donde frecuentemente se localizan rocas ígneas intrusivas o subvolcánicas. Las fracturas transversales son más recientes y dan lugar a brechas, localmente, y al relleno de algunos diques subvolcánicos o de cuarzo.

Por lo general, las condiciones de afloramiento de las distintas rocas de esta formación son muy pobres, tanto por la espesa vegetación que cubre la mayor parte del área, como por la muy extendida alteración superficial de arcillas rojas, posible laterización. Sólo localmente algunas secciones en ríos y arroyos y las trincheras de carriles o caminos permiten las observaciones de interés.

En cartografía se han distinguido los siguientes tipos de rocas:

- Esquistos y neises de metavolcanitas ácidas
- Rocas vulcanoclásticas y/o epiclásticas finas, ácido-intermedias
- Brechas volcánicas ácidas
- Tobas dacítico-riodacíticas
- Lavas y tobas de composición intermedia-básica (andesitas-basaltos)
- Niveles de chert
- Pizarras-lutitas
- Calizas impuras

2.2.1.1. Esquistos y neises de metavolcanitas ácidas (11). K₂

Comprenden dos pequeños afloramientos situados en el borde NE de la Hoja, al N de la aldea de El Aguacate. Estos afloramientos se localizan entre gabros y tonalitas del Batolito de Loma Cabrera y muestran una deformación y grado metamórfico superiores al resto de la Formación Tireo, pero equiparables a parte del Complejo Dajabón. Se asignan a esta formación por su litología, quimismo, posición y consideraciones regionales, debiendo constituir la base de la misma en este sector. No obstante, existe la posibilidad de que pertenezcan al Complejo Duarte, a los niveles superiores de condensación sedimentaria, aquí con influencia volcánica ácida. Por este hecho y lo señalado anteriormente, estimamos como más probable su asignación a la Formación Tireo.

Son rocas de tono gris-pardo, con un bandeo subhorizontal y fábrica plano-linear blastomilonítica. El bandeo, milimétrico a centimétrico, consiste en niveles más claros, cuarzofeldespáticos, y otros oscuros de ferromagnesianos y opacos.

Los minerales principales son anfíbol (hornblenda) y plagioclasa; como accesorios, cuarzo, clinopiroxeno, esfena, epidota, ilmenita y opacos.

La fábrica planar blastomilonítica, con porfiroblastos y matriz foliada, responde a movimientos de cizalla con techo hacia el S, sincinemática diagnóstica de la facies anfibolitas, pero que continúa en condiciones retrógradas a la facies de esquistos verdes.

En estas rocas se producen intrusiones en forma de diques de composición tonalítica, afectados también por una fábrica plano-linear debida a deformación heterogénea que se concentra, sobre todo, en bandas ricas en filosilicatos de grano fino. Estas rocas son clasificadas como tonalitas hornbléndico-miloníticas y tienen quimismo calcoalcalino.

2.2.1.2. Rocas vulcanoclásticas y/o epiclásticas finas ácido-intermedias (12) . K₂

Es el tipo de rocas más y mejor representadas en esta Hoja, constituyendo una especie de armazón donde se intercalan los otros tipos de rocas de esta formación.

Son rocas masivas o bandeadas, con esquistosidad más o menos manifiesta, de grano fino y color gris-verdoso, más o menos oscuras.

Los minerales principales de estas rocas son: sericita, clorita, epidota, cuarzo, plagioclasa y en ocasiones actinolita-tremolita, prenhita-pumpellita, biotita, calcita, moscovita o talco; también fragmentos líticos. Como accesorios ilmenita, pirita, opacos y óxidos de Fe.

Las texturas suelen ser lepidoblásticas y porfiroclásticas. Con frecuencia la plagioclasa y el cuarzo se presentan como porfiroclastos en una matriz muy fina de filosilicatos, principalmente sericita y clorita.

Localmente estas rocas han sufrido una alteración hidrotermal ligada a procesos tardi y postmagmáticos, previos a la deformación, con mineralización de sulfuros junto a silicificación y cloritización; una alteración más tardía produce la oxidación de los sulfuros y caolinización de feldespatos.

Por lo general las rocas presentan una fábrica planar que a veces se presenta ondulada por planos de cizalla *shear bands*. La deformación es no coaxial, con desarrollo de planos S-C y a veces con carácter filonítico-milonítico. En ocasiones la deformación interna es muy baja o inapreciable, con esquistosidad poco definida o sin fábrica apreciable; pero siempre hay una recristalización metamórfica sincinemática, dinámica o estática, en condiciones de bajo a muy bajo grado (esquistos a subesquistos verdes de muy baja T).

La alteración suele ser importante, sobre todo sericitización de plagioclasas y cloritización de anfíboles y óxidos de Fe de los opacos. También existen parches y venas rellenas de epidota, clorita, cuarzo, prenhita y calcita. Generalmente la deformación y recristalización metamórficas borran, total o parcialmente, la mineralogía y texturas originales.

Estas rocas son clasificadas, la mayoría de las veces, como pizarras o filitas sericítico-cloríticas-epidóticas provenientes de tobas finas o cineritas de composición ácido-intermedia (riolita-dacita-andesita).

En el estudio geoquímico estas rocas, en especial las de carácter ácido, pertenecen mayoritariamente a series calcoalcalinas (*Arc-CC*), con algunas metaandesitas en series de transición *Arc* a *N-MORB*.

2.2.1.3. Lavas y tobas de composición intermedia – básica (andesitas-basaltos) (13). K₂

Se extienden preferentemente por el límite S de la banda ocupada por la Fm Tireo, dando paso a la Formación Trois Rivières, pero también como estrechas bandas o lentejones repartidos por toda la formación, más abundantes hacia el O.

Son rocas masivas oscuras, de grano fino a medio, frecuentes vacuolas y sin una orientación clara o muy grosera. Constan de plagioclasa y clinopiroxeno u hornblenda como minerales principales, transformados, a veces, a tremolita-actinolita, epidota, clorita, albita y sericita; como accesorios tienen ilmenita, opacos, circón, óxidos de Fe y a veces magnetita y/o carbonatos. Las texturas son hipocristalinas, algo porfídicas, a nematoblásticas y granolepidoblásticas.

La alteración es intensa: sericitización de plagioclasas y fragmentos líticos, cloritización de ferromagnesianos y oxidación de opacos. También suelen existir rellenos de vacuolas con clorita, calcita, actinolita y cuarzo.

Los protolitos son rocas intermedias a básicas (tobas líticas andesíticas, lavas andesíticas o basálticas, a veces algo porfídicas o subvolcánicas, propias de doleritas). Las lavas basálticas predominan en el borde sur-centro-oriental del plano, coincidiendo con una anomalía positiva del vuelo aeromagnético. También están presentes, más localmente, en la esquina NO.

No suelen apreciarse fábricas deformativas en estas rocas, pero sí una recrystalización que da lugar al reemplazamiento, a veces casi completo, del protolito por agregados clorítico-sericíticos, tremolita-actinolita, opacos y óxidos de Fe. Esta recrystalización parece responder a una alteración tardía o postmagmática de tipo hidrotermal, o metamorfismo muy bajo en condiciones de esquistos verdes de menor T.

En el estudio de geoquímica estas rocas tienen un quimismo muy variado, desde basaltos/andesitas de afinidad N-MORB/E-MORB a andesitas calcoalcalinas (*Arc-IAT* a CC). Estas variaciones en el quimismo parecen indicar la existencia de varios episodios o pulsaciones de este volcanismo.

2.2.1.4. Brechas volcánicas ácidas (14). K₂

Afloran como pequeñas masas lentejonares, generalmente pinzadas en fracturas, y sobre todo en la mitad meridional de la banda ocupada por la Fm Tireo.

Son rocas heterogéneas, masivas o parcialmente esquistosadas, de colores oscuros, gris-verdosos. Están formadas por albita, cuarzo, clorita, sericita, epidota y fragmentos de rocas volcánicas (andesitas y/o basaltos con clinopiroxeno augítico y hornblenda); también se encuentran fragmentos vítreos y microcristalinos. Como accesorios tienen ilmenita, opacos y óxidos de Fe-Ti. Las texturas varían de hipocristalina porfídica a granoblástica y granolepidoblástica, algo bandeadas cuando están más deformadas.

Existe una alteración generalizada de las plagioclasas a sericita y de los ferromagnesianos a clorita, oxidación de los opacos, y a veces carbonatos y epidota que rellenan fracturillas tardías. El protolito responde a rocas volcánicas piroclásticas o autobrechas.

La deformación interna en estas rocas es muy irregular, a veces protomilonítica, con fragmentación de cristales. La asociación mineral que acompaña a la deformación corresponde a la facies de subesquistos verdes. Con posterioridad se producen rellenos de venas de prenhita, clorita, epidota, cuarzo y/o carbonatos.

2.2.1.5. Tobas dacítico-riodacíticas (15). K₂

Los principales afloramientos se encuentran en el sector centro-oriental de la Hoja, sobre todo varios kilómetros al SE de El Aguacate, aunque existen pequeños afloramientos de morfología lentejonar distribuidos irregularmente por el resto de la formación.

Son rocas masivas y/o esquistas de color gris verdoso, grano medio a fino, algo bandeadas, por lo general.

Están formadas principalmente por clorita, sericita, cuarzo, albita, epidota, actinolita-tremolita, prenhita, y en algunas moscovita o talco. Como accesorios ilmenita, piritita y óxidos de Fe. Las texturas son granoblásticas, nematoblásticas o lepidoblásticas, y frecuentemente porfiroclásticas y filoníticas.

Existe una alteración bastante generalizada de seritización y epidotización de plagioclasas y oxidación de opacos, que a veces se superpone a una alteración hidrotermal, más localizada, con fenómenos de silicificación, cloritización y formación de sulfuros; en ocasiones existen también venas de calcita, cuarzo y epidota o talco.

La mineralogía y texturas originales han sido transformadas por la deformación y recristalización metamórficas. Existe una esquistosidad o fábrica planar dúctil, no coaxial, transicional entre esquistos y subesquistos verdes.

Las rocas son clasificadas como filitas provenientes de rocas volcánicas ácidas (dacitas-riodacitas), con afinidad calcoalcalina (Arc CC).

2.2.1.6. Niveles de chert (16). K₂

Son nivelillos finos, milimétricos y centimétricos, que se disponen dentro de las rocas epiclásticas finas, con escasa continuidad lateral. El color es gris, claro u oscuro, hasta negro.

Estos niveles se repiten a techo de secuencias vulcanosedimentarias que comienzan con tobas medias a finas y terminan con cineritas y, localmente, sedimentos. Generalmente los espesores son muy reducidos, centimétricos o decimétricos; se han representado los que alcanzan varios metros y con extensiones laterales de centenas de metros. Estos niveles más importantes, que han podido cartografiarse, se encuentran en el borde occidental del plano, en los alrededores del poblado de Naranjito.

2.2.1.7. Sedimentos (17a, b). K₂

Se distinguen aquí los términos predominantemente sedimentarios dentro de la Formación Tireo, aunque siempre presentan alguna influencia o participación volcánica. Se trata de niveles lentejonares, sin mucha continuidad, que se disponen preferentemente hacia el techo de la serie y suelen encontrarse cobijados en, o entre fracturas.

Se han distinguido dos términos, según el predominio de material detrítico fino (pizarras-lutitas), o de sedimentos carbonatados (calizas impuras).

Pizarras-lutitas (17a)

Se han podido diferenciar solo en el borde SO del plano, en forma de lentejones o cuñas pinzadas contra la Falla de Macutico-Burende. Aparecen, por tanto, muy deformadas, en forma de brechas y milonitas, constituidas fundamentalmente por material arcilloso-lutítico muy esquistosado, con una fábrica deformativa de tipo S-C. Entre el material arcilloso se encuentran cantos y bloques angulosos a subredondeados, de diferentes rocas volcánicas (basaltos vacuolares, dacitas-riodacitas) y otros de chert y jaspe.

Calizas impuras (17b)

El único afloramiento localizado en la Hoja se encuentra próximo al Río Mao, varios kilómetros al N de La Lomita de La Cidra, pinzado entre fracturas, por lo que se encuentra muy deformado.

Se trata de rocas bandeadas, con niveles oscuros y claros (verdosos a blanquecinos), con la esquistosidad muy bien marcada.

La composición de estas rocas es esencialmente carbonatada, de grano fino y fábrica plano-linear, con agregados de epidota orientados según la esquistosidad. Además de calcita y epidota hay abundante clorita y en menor proporción moscovita, albita, cuarzo y algo de talco. Como accesorios presentan magnetita, grafito, ilmenita y opacos (en gran parte de materia orgánica). Las texturas son granolepidoblásticas y granoblásticas microbandeadas.

La asociación mineral sincinemática con la fábrica planar dúctil, es indicativa del grado bajo-muy bajo, en facies esquistos a subesquistos verdes de baja T.

El protolito es un sedimento carbonatado con pasadas detríticas finas, probablemente con participación volcánica y abundante materia orgánica. Las texturas originales han sido borradas por la deformación y recristalización metamórficas. Algunos agregados de opacos y carbonatos parecen ser restos de organismos.

2.2.2. Formación Trois Rivières

Esta formación se considera dentro del Dominio Trois Rivières-Peralta, cuyo límite con el Dominio de la Cordillera Central, representado aquí por la Formación Tireo, sería la Falla de

San José-Restauración. Dentro de esta Hoja la continuidad de dicha falla no está clara, asignándose a la fractura más meridional de la esquina suroccidental, pero en todo caso quedarían materiales de la Formación Trois Rivières al N de ella y en contacto paraconforme con la Formación Tireo, por lo que la formación, en esta Hoja, estaría a caballo entre los dos dominios considerados.

A nivel regional la Fm Trois Rivières es discordante sobre la Fm Tireo (Boisson, 1987) y con una disposición en *onlap* sobre ella, progresivamente más moderna hacia el ESE, hasta conectar con el Grupo Peralta suprayacente (Eoceno).

Aunque la Fm Trois Rivières tiene la misma litología a uno y otro lado de la Falla de San José-Restauración, existen algunas diferencias; además de la paraconformidad antes citada, los niveles de carbonatos y areniscas son más importantes al N de esta falla. También la deformación tiene algunas diferencias; mientras que al N es semejante a la deformación de la Fm Tireo, al S predominan los pliegues de tipo *chevron*. Todo esto permite asignar algunas diferencias paleogeográficas: mientras en el N son facies de plataforma, más o menos protegida, al S son facies de cuenca claramente turbidíticas, incluso distales.

La llamada Cuenca de Trois Rivières, constituida por sedimentos marinos, fue descrita por primera vez por Woodring *et al.* (1924), a la que se asignó una edad Cretácico Inferior y Medio. Butterlin (1956) habla ya de Formación Trois Rivières y la atribuye al Campaniano-Maastrichtiano. Con posterioridad Biju-Duval *et al.* (1982) y Shiroma (1986) la atribuyen al Cretácico Superior-Paleógeno. Dolan (1988) agrupa las cuencas de Peralta y de Trois Rivières en el conjunto "Cuenca de Peralta", cuyos depósitos los asigna al Eoceno, al considerar que la microfauna de edad Cretácico-Paleógeno es heredada.

La mayoría de los trabajos previos a este Proyecto se han centrado en la parte sur de la Cuenca de Peralta-Trois Rivières (Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000; Dolan *et al.*, 1991; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002; Heubeck *et al.*, 1991; Love *et al.*, 2001; Sawyer *et al.*, 1997; Smith y Kuhle, 1996; Witschard y Dolan, 1990), mientras que en la parte NO de esta cuenca los trabajos son escasos y no permiten la correlación entre las distintas partes de la cuenca, por lo que se hacen dos distinciones estratigráficas diferentes:

Boisson (1987) distingue cuatro unidades en la Formación Trois Rivières, que son: Bois de Laurence, Aguamite, Cerca la Source, y Port Margot.

Dolan (1989) define el Grupo Peralta con tres formaciones: Ventura, Jura y El Número, de abajo hacia arriba; todas de edad Eoceno.

Las facies encontradas en el área de este Proyecto se corresponden a las descritas en la Formación Trois Rivières de Haití por Boisson (1987), por lo que se mantendrá esta nomenclatura.

Dentro de la Hoja de Jicomé sólo aflora la Unidad Esquistosa de Aguamite, formada principalmente por lutitas con pasadas finas, milimétricas a centimétricas, de areniscas, que hacia la base constituyen algunos bancos mayores de areniscas (decenas de metros) y niveles lenticulares de carbonatos (decimétricos a métricos). En conjunto se trata de depósitos cíclicos finamente estratificados, de color gris oscuro si están frescos, a pardo-beige si están alterados. Se observan estructuras sedimentarias como granoclasificación, *ripples* y *slumping*. Estas facies son interpretadas por Boisson (1987) como pelágicas, depositadas en una cuenca tranquila, mientras que Dolan (1988) las considera depósitos turbidíticos. El estudio sedimentológico realizado en este Proyecto (Hoja de Arroyo Limón) indica que la facies predominante corresponde a lóbulos deposicionales de turbiditas de capas finas (TBT); en general, representan un sistema turbidítico pobre en arena.

Boisson (1987) y Lewis *et al.* (1991) obtienen edades que varían entre Campaniano y Maastrichtiano. Durante este Proyecto se han obtenido edades de Campaniano Superior a Maastrichtiano Inferior en la Hoja de Restauración, mientras que una muestra tomada en esta Hoja, en los niveles de carbonatos al N de la Falla de San José-Restauración, ha sido datada como Cretácico, probablemente Senoniano Inferior (Coniaciano-Santoniano).

El contacto de esta formación con la de Tireo suele estar enmascarado por fracturas. A nivel regional se considera un contacto discordante, aunque en algunos sectores de esta Hoja, como al E de Loma Florentino, en los alrededores de Francisco José, parece ser un contacto paraconforme o normal. Pensamos que se trata de depósitos sinorogénicos de tipo "flyschoides", con diversas discordancias internas y una discordancia general a nivel regional que los separa de Tireo, formación que constituye, sin duda, su fuente; hecho que se pone de manifiesto en los niveles de areniscas de composición arcósica con fragmentos de rocas volcánicas. Además, hay que tener en cuenta que más al NO, en la vecina Hoja de Loma Cabrera, existen dataciones también de Senoniano dentro de la Formación Tireo, probablemente en su techo.

Esta formación da registros muy claros en la geofísica aeroportada (anomalías radiométricas en K y Th positivas y magnéticas negativas), que, por lo general, la diferencian claramente de la Formación Tireo.

2.2.2.1. Alternancias de lutitas con finos niveles de areniscas y localmente carbonatos (18). K₂

Son las rocas más abundantes, con mucha diferencia, constituyendo el término general de la formación.

Son rocas clásticas formadas por sucesivos niveles milimétricos a centimétricos de arenisca de grano fino y niveles de lutitas o limos arcillosos. Estos últimos tienen colores gris oscuro a negro, mientras que los de arenisca tienen color gris algo morado en fresco, que pasa a gris amarillento por alteración.

En cuanto a la mineralogía predomina una matriz arcillosa con cemento dolomítico (37 % de la roca), que se removiliza a vetillas oblicuas a la laminación.

Las areniscas se disponen en niveles lentejonares con gradación positiva, formando secuencias progradantes, lo que permite interpretar esta facies como lóbulos deposicionales de turbiditas de capas finas. En áreas situadas más al S (Hoja de Arroyo Limón), aparecen brechas de flujo de masa procedentes del talud, que corresponden a facies de cañones submarinos.

El ambiente sedimentario general se corresponde con abanicos submarinos (turbiditas).

2.2.2.2. Niveles o lentejones de carbonatos (19). K₂

Estos niveles se sitúan, de forma bastante generalizada, hacia la base de la formación y por lo general son niveles muy finos, milimétricos a centimétricos, pero que localmente, sobre todo al N de la Falla de San José-Restauración, en los alrededores de Francisco José, constituyen bancos mayores de potencia métrica, que son los que se han distinguido en cartografía.

Son calizas compactas, (*wackestone/packestone*) bioclásticas, masivas, de color gris rojizo, con estructura heterogénea, por la intensa brechificación, y abundantes vetas rellenas de

calcita que le dan un aspecto cebrado. Se trata de una caliza fosilífera, con abundantes fragmentos de foraminíferos, algas, equínidos, bivalvos, lamelibranquios y espículas. El cemento es micrita, y el ambiente de depósito es de plataforma protegida (*lagoon*).

Entre los fósiles más característicos se citan *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Orbitoides?* sp., *Ophtalmidiidos*, *Miliólidos* y *Valvulinidos*. Correspondería al Cretácico Superior (Probablemente Senoniano Inferior)

Una muestra de estas calizas está tomada en el mismo contacto por fractura con la Formación Tireo; corresponde a micrita arcilloso-limosa tectonizada, con una foliación muy marcada y abundantes vetas rellenas de esparita; el color es gris oscuro, algo rojizo.

2.2.2.3. Niveles de areniscas (20) . K₂

Aunque están presentes en toda la serie de alternancias, cuando adquieren mayor desarrollo, como en el caso de las calizas, es hacia la base de la formación, al N de la Falla de San José-Restauración, con espesores de orden métrico a la decena de metros. Dan ligeros resaltes sobre el terreno, con geometría lentejona, acuñándose lateralmente. En superficie ofrecen colores pardo-amarillentos, por alteración.

Las areniscas están formadas por granos de cuarzo y feldespatos, así como fragmentos de rocas, muchos de ellos volcánicos y algunos serpentinizados. Por su composición son clasificadas como arcosas de grano medio a fino.

2.3. Eoceno

2.3.1. Calizas de Nalga de Maco (21). P₂

Afloran en la esquina SO de la Hoja, en el paraje del mismo nombre y Loma de Florentino, continuando hacia el O en la Hoja de Restauración. Se trata de una banda de 10 Km de longitud y 3 de anchura, limitada a N y S por fracturas, con disposición subhorizontal, discordante sobre la Formación Tireo y posiblemente también sobre Trois Rivières, pero con inclinaciones mayores por arrastre en la proximidad de las fracturas. A su vez, dentro del afloramiento se localiza una intrusión tonalítica con forma lenticular en zona de fractura (cizalla), sin que se aprecie metamorfismo de contacto en las calizas; estas se encuentran atravesadas superficialmente por el Arroyo de La Cidra, junto al que existen sendas grutas,

una a cada lado del arroyo. También aparece un pequeño afloramiento, varios kilómetros al SE de la Loma de Florentino, ocupando una pequeña loma, directamente sobre la Formación Trois Rivieres.

Se disponen en bancos masivos de color gris, crema, rosadas o algo moradas. Son calizas bioclásticas (*packstone/grainstone*) formadas por acumulación densa de algas rojas y/o macroforaminíferos, equínidos y briozoos; también se encuentran restos de bivalvos y algunos gasterópodos. El cemento es fundamentalmente micrítico y algo esparítico. Son calizas bien compactadas, parcialmente recristalizadas y dolomitizadas, con vetillas de calcita. El ambiente de depósito es de plataforma interna, somera, moderadamente agitada.

Se han tomado muestras en los dos afloramientos de esta formación: entre la Loma de Nalga de Maco y la Loma de Florentino, hacia el centro del afloramiento principal, y en un pequeño afloramiento sobre la Formación Trois Rivieres, varios kilómetros al SE de la Loma Florentino. Entre los restos paleontológicos más característicos se han encontrado: *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Rotalia* sp., *Opthalmidiidos*, *Rotalina* sp., *Morozowella* sp., y *Planorotalies* sp. La edad, según las muestras tomadas en ambos afloramientos, es Eoceno Medio-Superior, equivalente a las calizas de la Formación Magua de la Hoja de Monción. En la Hoja de Restauración se han obtenido edades de Mioceno en un bloque coluvionar procedente de esta formación.

La potencia estimada es de 400-500 m.

2.4. Cuaternario

2.4.1. Terrazas y fondos de valle (22). Q₄

Son depósitos aluviales en relación con los ríos y arroyos principales. Los más importantes están ligados a la Cuenca del Río Mao y sus principales afluentes: Arroyo La Cidra y Río Cenoví, en la mitad oriental de la Hoja, y los ríos Inaje, Artibonito y Joca en la occidental.

A lo largo del cauce de estos ríos existen depósitos de forma intermitente según tramos. En el área de cabecera, en uno o varios kilómetros, existen predominio de bloques (hasta de varios m³) y cantos decimétricos. Aguas abajo, todavía en el curso alto de los ríos, alternan los tramos de afloramientos rocosos con rellenos de gravas y cantos, que paulatinamente van siendo más arenosos. En todos estos ríos, a lo largo de su recorrido dentro de la Hoja,

existen depósitos colgados de terrazas en una o ambas márgenes y erosionados en el cauce, que indican un encajonamiento reciente e importante de toda la red fluvial. Son depósitos de gravas, arenas y arcillas, que sobresalen desde varios metros hasta 40 m por encima del cauce actual.

2.4.2. Coluviones (23). Q₄

Son depósitos de bloques y cantos angulosos, con alguna matriz arcillosa, en áreas con pendientes fuertes y en relación con importantes fracturas que parecen haber tenido rejugos recientes.

Estos depósitos se localizan en la esquina SO del plano, rodeando las Calizas de Nalga de Maco, con espesores que pueden alcanzar varios cientos de metros.

3. ROCAS INTRUSIVAS Y FILONIANAS

En este capítulo se realizará una breve descripción, según los afloramientos, de los tipos de rocas que han sido cartografiadas en esta Hoja, junto con un resumen de las principales características obtenidas en los diferentes estudios de este Proyecto. En los capítulos de Petrología y Geoquímica, y Tectónica y Metamorfismo, se realizará una descripción más exhaustiva y específica sobre estos aspectos.

En la Isla de La Española las rocas intrusivas afloran principalmente en una banda discontinua que se localiza dentro del Dominio de la Cordillera Central, con dirección ONO-ESE, desde el Macizo de Limbé en el NO de Haití hasta el Macizo de Medina, al S de la República Dominicana, con el Batolito de Loma Cabrera como el más importante. Existe otra alineación menos importante, de dirección E-O, formada por los intrusivos de Hatillo, Cevicos y El Valle. (Ver Fig.1.2).

Los diferentes cuerpos intrusivos tienen dimensiones muy variables, desde simples *stocks* locales, plutones individualizados, o grandes batolitos, aumentando progresivamente el grado de complejidad y variedad de facies petrológicas. Algunos cuerpos intrusivos se encuentran foliados, principalmente de composición tonalítica, pero también gabros orientados o foliados, que intruyen en el Complejo Duarte y en la Formación Tireo.

Además de los cuerpos intrusivos (ultrabásicos-básicos a ácidos), existen los correspondientes cortejos filonianos, representados por una compleja red de diques.

Los datos petrológicos, geoquímicos y, en menor medida, geocronológicos, son parciales y heterogéneos a escala de la Española. Si la geoquímica de los elementos mayores es bien conocida, la de los elementos traza y los datos isotópicos no lo son. Solo el Batolito de Loma Cabrera, que fue objeto de dos tesis (Feigenson, 1978 ;Cribb, 1986), se estudió con más detalle. Casi todos los macizos han sido datados pero, dado que los métodos son heterogéneos y a veces inapropiados, antes de describir las facies encontradas en cada hoja conviene hacer una síntesis crítica y actualizada de las edades de estos intrusivos.

3.1. Dataciones absolutas de rocas ígneas

3.1.1. Dataciones previas

En la Tabla 1 se muestra una síntesis bibliográfica de las dataciones efectuadas sobre el conjunto de rocas ígneas.

Uno de los mayores problemas encontrados para analizar los datos bibliográficos es que a menudo se tiene poca información sobre la naturaleza de las muestras, e informaciones muy pobres en cuanto a la descripción de las técnicas analíticas. Por otra parte, los datos existentes resultan de técnicas analíticas diversas y no siempre fáciles de comparar o utilizar. A título de ejemplo, se dataron algunas muestras por Rb-Sr lo que no es fácil ni deseable para las rocas de edad Fanerozoica. Otras dataciones son por el método de K-Ar sobre roca total, mucho menos deseable que su equivalente con separación mineral. El método Ar-Ar se ha utilizado con separación mineral en un gran número de muestras; parece que siempre se trata de medidas por fusión directa y no por calentamiento gradual creciente. El método por fusión directa plantea los mismos problemas de interpretación que el método K-Ar. En el anterior proyecto Sysmin (2000), se dataron dos muestras por U-Pb sobre circón (vía disuelta). La ventaja de este método en relación con los precedentes, radica en la gran resistencia del circón a los eventos metamórficos.

Un análisis somero de estos datos, sistematizados por litologías, ofrece los siguientes resultados:

3.1.1.1 Intrusivos básicos

Las muestras (10) correspondientes a gabros, hornblenditas y ¿anfíbolitas? están tomadas en tres macizos del borde N de la Cordillera Central:

En el Batolito de Loma Cabrera existen edades por el método K-Ar de 123 Ma (Kessler *et al.*, 1977) y de 123 y 97 Ma por Ar-Ar (Cribb *et al.*, 1989).

En el Macizo de La Jautía (Hoja de Arroyo Caña), por Ar-Ar, 112 Ma (Sysmin, 2000).

Intrusión de Piedra Blanca (Hoja de Arroyo Caña), 87 Ma por Ar-Ar (Sysmin, 2000) y 123 Ma por K-Ar (Bowin, 1975)

3.1.1.2. Intrusivos tonalíticos

Pueden ser foliados o no foliados. De los foliados existen 6 muestras, todas ellas fuera del área de este Proyecto. Los resultados más fiables ofrecen edades aproximadas de 92, 90 y 85 Ma, analizadas por K-Ar, U/Pb y Ar-Ar, respectivamente (Bellon *et al.*, 1985; Sysmin, 2000).

Las tonalitas no deformadas son los intrusivos más representados y afloran a todo lo largo de la Cordillera Central, desde el macizo de Limbé en Haití, hasta el macizo de Medina al SE de Santo Domingo. La mayoría de las dataciones absolutas disponibles (34) provienen de estas tonalitas no deformadas. De todas ellas, ocho edades K-Ar sobre roca total provienen de los macizos dispersos a lo largo de la Cordillera Central. Los resultados obtenidos varían de 41 a 103 Ma sin organización espacial alguna. Además existen tres edades obtenidas por Rb-Sr (Feigenson, 1978) comprendidas entre 50 y 92 Ma; considerando las restricciones señaladas acerca de esos métodos, estos valores deben ser tomados con precaución.

- *Batolito de Loma Cabrera*

Existen dos valores obtenidos por Feigenson (1978) por Rb-Sr en biotita y roca total, respectivamente, de 88 y 92 Ma. Cribb *et al.* (1989) obtuvieron edades Ar-Ar sobre biotita y hornblenda en las tonalitas; las edades sobre biotita presentan variaciones entre 49 y 75 Ma, aproximadamente, mientras que las obtenidas sobre hornblenda son notablemente más antiguas y homogéneas, comprendidas entre 84 y 86 Ma, aproximadamente. La temperatura de cierre del sistema es más elevada para la hornblenda que para la biotita, por lo que estas edades sugieren la presencia de varios eventos térmicos: la intrusión de las tonalitas entre 92 y 75 Ma (probablemente en varios eventos), sobre todo alrededor de 85 Ma (Santoniano) y otro evento que abrió el sistema de las biotitas en una edad máxima de 49 Ma.

- *Macizo de El Bao*

Kesler *et al.* (1991c) obtuvieron edades K-Ar sobre biotita (33 y 49 Ma) y en hornblenda (68 y 70 Ma). De nuevo las dos edades sobre biotita son más jóvenes que las obtenidas sobre hornblenda, lo que sugiere de nuevo la presencia de dos eventos térmicos.

Tabla 1.

Dataciones absolutas previas

- *Macizo de El Río*

Bowin (1975) obtuvo una edad de 86 Ma por K-Ar sobre hornblenda concordando con las edades obtenidas en el batolito de Loma Cabrera.

- *Macizo de La Jautía*

Existen dos pequeños cuerpos que están agrupados bajo el nombre de La Jautía. Tres edades obtenidas por técnicas diferentes son muy parecidas: 81 ± 2 Ma obtenida por K-Ar sobre Biotita (Kesler *et al.*, 1991c), $87,6 \pm 0,3$ Ma por U/Pb sobre circón y $88,3 \pm 6,3$ Ma por Ar-Ar sobre Hornblenda (Hernaiz Huerta, 2000).

- *Macizo de Medina*

Kesler *et al.* (1991c) obtuvieron dos edades K-Ar sobre biotita de 80 y 81 Ma.

3.1.2. Dataciones absolutas obtenidas en este Proyecto

Durante este Proyecto K (y también en el L) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, se ha llevado a cabo un amplio muestreo, representativo de cada uno de los principales conjuntos magmáticos y metamórficos. Así, del conjunto de muestras escogidas en el campo para dataciones absolutas, dentro del Proyecto K, su estudio petrográfico permitió seleccionar 38, en las que se han realizado 44 dataciones.

Las técnicas utilizadas comprenden el método Ar-Ar, realizado por el calentamiento escalonado de separaciones minerales, así como el método U-Pb sobre circones. Algunas muestras han sido analizadas con las dos técnicas. Al final, de los 44 análisis, 33 han permitido la obtención de edades absolutas (7 con U-Pb y 26 con Ar-Ar) y 9 han resultado negativas.

El esquema de situación de las muestras, con las técnicas utilizadas, se muestra en la Fig. 3.1, mientras que el conjunto de los 44 resultados está resumido en la Tabla 2.

Fig.3.1.

Esquema situación de dataciones absolutas del Proyecto

Tabla 2.

Dataciones absolutas del Proyecto

La descripción de las técnicas analíticas, los diagramas de los resultados isotópicos con las edades *plateau* y las isocronas (método Ar-Ar), así como los diagramas de concordia (método U-Pb), se pueden consultar en los informes complementarios correspondientes.

A continuación se comentan las edades obtenidas para cada conjunto litológico.

Formación Amina-Maimón

Las cuatro muestras de esquistos verdes y metarriolitas tomadas en la Fm Amina-Maimón en las Hojas de Martín García y Monción, no han permitido datar esta formación, debido a la ausencia o poca cantidad de minerales datables.

Complejo Duarte

Las 7 muestras de este complejo procesadas para dataciones absolutas; se reparten así :

- Hoja de Santiago Rodríguez : anfibolitas 01JE04J75 y 01JE9013, así como la diorita de El Pino (01GS9233) posiblemente relacionada con el C. Duarte ;
- Hoja de Monción : anfibolita 12FC9102;
- Hoja de Jicomé : anfibolita FC9063;
- Hoja de Diferencia : anfibolitas 07JE04J45 y 07JE04J46

La anfibolita FC9102 de la Hoja de Monción y la anfibolita 01JE9013 de la Hoja de Santiago Rodríguez no han dado una fracción datable; las edades obtenidas en el resto de las muestras presentan una variabilidad muy grande, desde 45 Ma hasta 123 Ma, y por lo general son poco fiables.

Las edades de 43.4 ± 7.0 Ma (JE04J46) y 91 ± 19 Ma (JE04J45) obtenidas en las anfibolitas de la Hoja de Diferencia, representan edades integradas sobre los valores del conjunto de los *plateaux*. Las muestras JE04J75 (Hoja de Santiago Rodríguez) y FC9063 (Hoja de Jicomé) presentan una edad *plateau* bien definida, a pesar de un ligero exceso de Ar en los primeros escalones del calentamiento de la muestra FC9063, y las edades de 74 ± 1.7 Ma (JE04J75) y 82.8 ± 1.9 Ma (FC9063) son representativas de la edad de las hornblendas. Estas hornblendas son nematoblastos o marcan la lineación en las anfibolitas miloníticas, por lo

que estas edades podrían ser las de picos térmicos del metamorfismo y por tanto de la deformación, y/o edades de *reset* ligadas a la intrusión del Batolito de Loma Cabrera.

Para la diorita de El Pino, posiblemente relacionada con el Complejo Duarte, se sospecha un exceso de Ar. La edad obtenida por isocrona inversa es 122.3 ± 7.7 Ma, de acuerdo con la edad de 123 ± 1.8 Ma obtenida anteriormente con el método K-Ar sobre una muestra del mismo macizo (Kesler *et al.*, 1977).

En conclusión, la edad Eoceno (43.4 ± 7.0 Ma) de la anfibolita JE04J46 de la Hoja de Diferencia parece poco fiable. Las edades de 74 ± 1.7 Ma y 82.8 ± 1.9 Ma (JE04J75 y FC9063) representan probablemente edades de *reset* ligadas a la intrusión del Batolito de Loma Cabrera. La edad más antigua de 123 Ma, aunque todavía poco segura, podría representar la edad más antigua conocida actualmente para el Complejo Duarte, siendo el protolito todavía más antiguo.

Batolito de Loma Cabrera

Ocho muestras del batolito de Loma Cabrera han sido datadas para método Ar-Ar:

- Hoja de Santiago Rodríguez : tonalita foliada, en zona de falla (01JE9015)
- Hoja de Loma de Cabrera : tres gabros (FC-9065, JE-04J83, FC-9058), una tonalita hornbédica foliada (FC-9061) y una tonalita no foliada (FC-9054)
- Hoja de Jicomé : una diorita cuárcica (01JE9010);
- Hoja de Monción : un gabro con horblenda-piroxeno (FC9097)

- *Gabros*

Las muestras FC-9065 y FC9097 no se han podido datar. Las muestras de gabros JE-04J83 y FC-9058 (Loma Cabrera) presentan edades de 83 ± 9.2 Ma y 105.4 ± 5.8 Ma obtenidas a partir de un pseudo *plateau* .

Aunque la edad de 105 Ma apoya las observaciones de campo, mostrando que las los macizos gabroicos son anteriores a las tonalitas, la edad de 83 ± 9.2 Ma coincide bien con todo el magmatismo tonalítico del BLC y podría corresponder a un *reset* debido a dicha intrusión.

- *Intrusivos tonalíticos – cuarzodioritas*

La muestra de diorita cuárcica 01JE9010 (Hoja de Jicomé) no ha permitido la obtención de una edad *plateau*. La edad obtenida por isocrona inversa sobre hornblenda está mal definida en 65.1 ± 6.5 Ma.

La tonalita « común » FC-9054 (Hoja de Loma de Cabrera) presenta una edad *plateau* de 87.9 ± 2.5 Ma sobre hornblenda, mientras que los ensayos sobre biotita no han sido concluyentes (exceso de Ar). Esta edad coincide con las ya conocidas del batolito de Loma Cabrera y corresponde a la intrusión de las tonalitas.

Las facies foliadas presentan edades muy diferentes. La tonalita hornbléndica (FC9061) de la Hoja de Loma Cabrera, da una edad *plateau* de 100.9 ± 2.2 Ma, pero con un probable exceso de Ar. La tonalita foliada (01JE9015) de la Hoja de Santiago Rodríguez, da una edad *plateau* de 73.9 ± 0.48 Ma sobre Hornblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma (Santoniano) sobre biotita. Esta última edad podría corresponder a la edad de un episodio de deformación marcado por la neoformación o el *reset* post-intusivo de minerales máficos.

- *Intrusión tonalítica en la Fm Magua*

La muestra de tonalita con hornblenda 03MJ9141 proviene de un dique que intruye la Fm Magua en la hoja de Dajabón. Ha sido datado por Ar-Ar sobre hornblenda y da una edad *plateau* de 83.4 ± 0.8 Ma bien definida. Dentro del error, la edad coincide con la edades Ar-Ar de las tonalitas del BLC. Este resultado es problemático, ya que regionalmente a la Fm Magua se le considera una edad Paleoceno - Oligoceno (dataciones de fauna de foraminíferos planctónicos). En algunos afloramientos y clastos rodados de calizas se han visto fragmentos de rudistas (Palmer (1963) y en este Proyecto); estos rudistas podrían resultar del desmantelamiento de una Fm Tireo más generalizada sobre el Complejo Duarte (hipótesis adoptada en este Proyecto), o significar que las propias calizas de Magua empiezan en el Cretácico Superior terminal (Maastrichtiano). Si la edad de 83.4 Ma de la tonalita es buena, la edad de la Fm Magua bajaría por lo menos al límite Santoniano-Campaniano. Otra hipótesis sería que los basaltos intruidos por la tonalita no fueran basaltos de la Fm Magua, sino basaltos más antiguos como los del Complejo Duarte.

- *Tonalita foliada de Diferencia*

La muestra de tonalita foliada (07MJ9195) de la Hoja de Diferencia ha sido datada por el método U-Pb sobre circón y Ar-Ar sobre hornblenda. La edad Ar-Ar sobre hornblenda está muy mal definida con 100 ± 18 Ma a partir de un pseudo *plateau*. Al contrario, la edad U-Pb basada sobre resultados múltiples concordantes, es relativamente precisa con 87.9 ± 1.0 Ma, correspondiendo a la intrusión de la tonalita y de acuerdo con las edades conocidas de las tonalitas, previas a este Proyecto.

Batolito de Macutico

Seis muestras del Batolito de Macutico (Hoja de Lamedero) han sido analizadas con el objetivo de precisar la evolución del macizo y limitar las edades de sus diferentes intrusiones:

- tonalita (08MJ9359),
- diorita cuárcica (08MJ9033),
- diorita (08MJ9364B),
- gabro-diorita (08MJ9356)
- microgabro (08MJ9365)
- dique andesítico (08MJ9364)

Las muestras del conjunto gabro-diorita-tonalita 08MJ9359, 08MJ9033, 08MJ9364B y 08MJ9356 presentan edades U-Pb muy concordantes, comprendidas entre 90 ± 1.2 Ma y 92.1 ± 1.2 Ma. Las edades *plateau* Ar-Ar obtenidas sobre hornblenda y biotita de la tonalita 08MJ9359, son ligeramente más jóvenes, con 85.3 ± 2 Ma y 86.31 ± 0.49 Ma, respectivamente. Estas edades corresponden a la mayor parte de las intrusiones de rocas tonalíticas en la Cordillera Central.

La muestra 08MJ9365 proviene de bloques de microgabro del este de la Hoja de Lamedero (refugio de Macutico). Aunque es probable un exceso de Ar en los primeros escalones del calentamiento, la edad *plateau* Ar-Ar sobre hornblenda de 98.3 ± 1.8 Ma parece fiable y confirmaría el carácter precoz de los intrusivos máficos en comparación con las tonalitas. La firma geoquímica es de tipo OIB, lo que no coincide con las firmas del BLC o de la Fm Tireo.

Si esta edad es buena, queda la hipótesis de relacionar estas facies como *roof pendants* del Complejo Duarte en el Batolito de Macutico.

Los diques andesíticos presentan una edad U-Pb (85.5 ± 2.6 Ma) y Ar-Ar sobre hornblenda (88.6 ± 1.8 Ma), equivalente o ligeramente más joven que las tonalitas.

Por otra parte, se analizaron dos muestras de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (incluidas en el Batolito de Macutico): 08MJ9195C (Hoja de Lamedero) y FC-9026 (Hoja de Jicomé). Si la muestra 08MJ9195C no ha dado una edad absoluta, la muestra FC-9026 da una edad *plateau* Ar-Ar sobre biotita de 74.9 ± 1.8 Ma. Es más joven que la edad obtenida generalmente para los intrusivos tonalíticos (85-90 Ma) y recuerda la edad obtenida sobre las tonalitas foliadas de la zona de falla de la Hoja de Santiago Rodríguez (73.9 ± 0.48 Ma sobre hornblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma sobre biotita). Por lo tanto, se podría interpretar también como la edad de un episodio de deformación definida por la neoformación o el *reset* post-intrusión de los minerales máficos a lo largo de zonas de falla.

Formación Tireo

Ocho muestras de la Fm Tireo han sido datadas por método Ar-Ar y/o U-Pb :

- Hoja de Dajabón : 2 riolitas (03PU9252 y 03PU9024)
- Hoja de Restauración : 2 dacitas porfídicas (01GS9891 y 01GS9724),
- Hoja de Jicomé : 1 andesita porfídica (FC-9052),
- Hoja de Diferencia : 1 metabasalto (07MJ9134),
- Hoja de Arroyo Limón : 1 andesita porfídica (EB9042) y 1 riolita (EB9043).

En la Hoja de Dajabón, la muestra de riolita (03PU9252) analizada por Ar-Ar sobre hornblenda da una edad *plateau* de 91.8 ± 2.3 Ma. Está en perfecta concordancia con la edad de 91.3 ± 2.1 Ma obtenida por U-Pb sobre circón (03PU9024). Estas edades absolutas serían las más antiguas conocidas para la Fm Tireo y serían equivalentes a la edad faunística del Cenomaniano obtenida por Bowin (1966) sobre las calizas de Constanza, y con las edades por foraminíferos en chert del Complejo Dajabón, Albiano a Cenomaniano Sup. (99-93 Ma) de Montgomery y Pessagno (1999).

La dacita 01GS9891 (Hoja de Restauración) da una edad *plateau* poco definida de 89 ± 13 Ma sobre hornblenda, mientras que la andesita FC-9052 (Hoja de Jicomé) da una edad *plateau* de 88.9 ± 2.6 Ma sobre hornblenda. Estas edades son comparables con la edad comunicada por Lewis (com. oral) de 81.2 ± 8.2 Ma sobre una muestra dacítica de la región de Restauración. La andesita FC-9052 puede corresponder a un dique andesítico porfídico con hornblenda y plagioclasa, que intruiría en basaltos/metabasaltos masivos afíricos y vesiculares en la Hoja de Jicomé, que son geoquímicamente equivalentes a las anfibolitas de La Meseta (N-MORB a E-MORB).

La dacita 01GS9724 del SO de la Hoja de Restauración da una edad poco definida de 98 ± 17 Ma por Ar-Ar sobre hornblenda, mientras que el análisis en mica de la misma muestra da una edad *plateau* de 66.8 ± 0.5 Ma. Esta edad es comparable a la obtenida sobre biotita en la andesita EB9042 que proviene de la Hoja de Arroyo Limón.

La muestra de metabasalto 07MJ9134 (Hoja de Diferencia) presenta la edad más antigua (129 ± 20 Ma). Pero esta edad, por corresponder a un *plateau* marginal, es muy problemática. Por otro lado, la atribución de esta muestra a la Fm Tireo se apoya sobre la interpretación de los datos geoquímicos. De hecho, si la muestra de campo se parece al Complejo Duarte, los análisis geoquímicos muestran claramente una firma de arco boninítico poco compatible con las firmas de meseta oceánica del Complejo Duarte.

Basalto Loma los Guandules-Pelona-Pico Duarte

La única muestra para datación de los basaltos Loma los Guandules-Pelona-Pico Duarte, (08MJ9377, Hoja de Lamedero) proviene de la cima de La Pelona (3087 m), pero no ha permitido la obtención de una edad absoluta.

3.1.3. Conclusiones sobre dataciones absolutas

Todos los resultados de dataciones absolutas ofrecen edades comprendidas entre 129 y 33 Ma, que se sintetizan en las siguientes conclusiones:

- Las edades más antiguas corresponden a intrusivos básicos (dioritas, gabros, hornblenditas, y ¿anfíbolitas?), localizados todos ellos en el borde N de la Cordillera Central, con edades en torno a 123 Ma, como más probable. Estas edades del

Cretácico Inferior corresponderían a un evento metamórfico que afectó al sustrato de La Española (Kesler *et al.*, 1977), sin descartar que puedan corresponder al Complejo Duarte.

- Existen tres dataciones previas en tonalitas, con edades comprendidas entre 115 y 98 Ma, correspondientes a distintos cuerpos (El Río, Limbé y Hatillo), distintos autores (JICA, 1985; Bellon *et al.*, 1985; Sysmin, 2000) y distintos métodos (K-Ar y U/Pb). En el caso de cuerpos intruidos al N de la Zona de Falla de La Española, como el Macizo de Hatillo, estas edades del Cretácico Inferior están confirmadas con las obtenidas durante este Proyecto (106 ± 5.1 Ma), y ocurren también en el Dominio de la Cordillera Central (101 ± 2.2 Ma, por Ar-Ar en tonalitas foliadas en la Hoja de Loma Cabrera).
- La mayor parte de las intrusiones tonalíticas ocurren en una amplia gama de edades, según los distintos macizos, desde las anteriormente señaladas del Cretácico Inferior hasta 65 Ma (Maastrichtiano), con un máximo probable en 85 Ma. Dentro de los macizos más complejos, como el Batolito de Loma Cabrera, también existe un amplio margen de edades (entre 101 y 65 Ma) que pueden reflejar distintos episodios de intrusión.
- Aunque existen pocas dataciones fiables sobre tonalitas foliadas, las edades previas más probables (entre 85 y 90 Ma) no muestran una diferencia apreciable con las tonalitas sin foliar; sin embargo, como ya se ha indicado, en este Proyecto se ha obtenido una edad del Cretácico Inferior.
- Con edades netamente inferiores a 66 Ma (Límite Cretácico-Paleógeno) existen numerosas muestras; dos de ellas tomadas expresamente en diques aplíticos, y el resto en rocas muy diferentes. Se asume que estos eventos corresponden a las intrusiones tardías, principalmente subvolcánicas, en forma de diques variados y posibles pórfidos granítico-riolíticos. El que se den estas dataciones en gran variedad de rocas indicaría la abertura de la red mineral y recristalización durante estos eventos.

3.2. Rocas intrusivas

Dentro de la Hoja de Jicomé existen varias masas pequeñas de peridotitas serpentinizadas, localizadas en fracturas, y diferentes macizos intrusivos: el mayor ocupa todo el borde septentrional del plano y corresponde al Batolito de Loma Cabrera; en la esquina SE aflora la terminación occidental del Batolito de Macutico; también existen pequeños *stocks* en los alrededores de La Lomita (S de Jicomé) y en el borde NO, en los alrededores de la Pionía, que pueden representar la continuidad hacia el S, en profundidad, del Batolito de Loma Cabrera, por lo que se describirán con este. (Fig.3.2)

3.2.1. Peridotitas serpentinizadas (1a)

Las principales masas de rocas ultrabásicas de toda la isla corresponden a las Peridotitas de Loma de Caribe, que tienen una especial importancia en la geología de La Española no solamente por sus implicaciones geodinámicas y estructurales, sino también por las mineralizaciones de Ni asociadas a ellas. Afloran en estrecha relación con la Zona de Falla de La Española, por lo que no existe relación geométrica con las que afloran en esta Hoja.

Las primeras descripciones de estos afloramientos los asocian a cumulos duníticos (Kesler *et al.*, 1991c). Draper *et al.* (1996) los interpretaron como jirones de rocas ultrabásicas ligadas genéticamente al Complejo Duarte. Puede que estén en relación con la base del Arco de Tireo (Arco II), a cuya formación están conectados geométrica y quizás genéticamente.

Son rocas ultrabásicas, emplazadas tectónicamente. Afloran a lo largo de fracturas importantes, como son las fallas de Bonao-La Guácara y Macutico-Burende; sobre todo la segunda, dentro de la Hoja de Jicomé.

En el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana ofrecen anomalías de cierta consideración, a pesar de ser afloramientos muy reducidos, por lo que se supone que deben tener un mayor desarrollo en profundidad; sobre todo en el afloramiento situado al N de Nalga de Maco, en la Loma de Jalapa.

Fig. 3.2.

Rocas ígneas

Son rocas ultrabásicas (peridotitas) de grano medio a fino, muy pesadas, de color verde oscuro con manchas claras, sin una fábrica bien marcada, pero con múltiples superficies irregulares.

Están formadas por olivino, piroxenos y plagioclasas en forma de cristales/fenocristales en una pasta de minerales secundarios como serpentinas, sericita, epidota, clorita y talco. Como minerales accesorios presentan opacos, magnetita, ilmenita, espinela y óxidos de Fe-Ti-Cr. Las texturas varían entre holocristalina o granuda, a la propia de cumulado, con la plagioclasa en la fase de intercúmulo. La muestra FC-9019 presenta mineralogía y texturas propias del manto, con un emplazamiento tectónico, como más probable; la textura es granuda, subequigranular a inequigranular, seriada, compuesta por granos de olivino en matriz de piroxenos y posibles plagioclasas; tiene una alteración con reemplazamiento parcial de olivino por serpentinas, piroxenos por clorita y epidota, y plagioclasas por sericita, epidota y carbonatos. La muestra FC-9036 tiene una textura holocristalina, subequigranular, de cumulado de cristales de olivino y cromo-espinela en cuyos huecos crece el piroxeno y la plagioclasa como fases intercúmulo; la deformación es débil, preservándose las texturas ígneas; la alteración es casi completa de olivino y piroxenos a serpentinas, con formación adicional de opacos y óxidos de Fe-Ti-Cr; se clasifica como dunita a peridotita lherzólita empobrecida en plagioclasa, siendo rocas típicas de un manto muy residual debido a procesos de fusión parcial, pero no de cumulos de magmas hidratados propios de arco.

A lo largo de las fracturas antes citadas, aparecen localmente fenómenos de serpentización inducida en rocas ácidas e intermedias, que sugieren la existencia de masas peridotíticas a escasa profundidad.

3.2.2. Batolito de Loma Cabrera

Constituye el macizo ígneo más importante de toda la isla. Dentro de la República Dominicana se extiende por las hojas de Loma Cabrera, Dajabón, Santiago Rodríguez, Jicomé, Monción, y Diferencia, con dirección ONO-ESE subparalelo a las estructuras principales, con dimensiones aproximadas de 75 Km de longitud y hasta 20 de ancho, continuando hacia el ONO dentro de Haití.

El Batolito Loma de Cabrera (BLC) está constituido por una serie heterogénea de rocas plutónicas multifásicas que forman un complejo ígneo localizado en la vertiente septentrional

de la Cordillera Central. Las rocas plutónicas han intruido y metamorfizado dinamo térmicamente tanto el Complejo Duarte como el grupo de rocas volcánicas de la Formación Tireo encajantes.

Feigenson (1978), Kesler *et al.* (1977) y Lewis (1980), han mostrado que este conjunto de rocas presenta las características de los granitoides presentes en arcos-isla oceánicos, denominados como granitos de tipo *M* (Chappell y White, 1974; White *et al.*, 1999), cuya principal característica es que fueron generados y emplazados sin la intervención de corteza continental. Los granitoides de la Cordillera Central Dominicana se emplazaron en un arco maduro y muestran las características de los granitos de tipo *M*, tales como su asociación formando batolitos elongados y la larga duración del plutonismo en el tiempo.

Según Feigenson (1978) el emplazamiento se produjo entre 90 y 50 Ma, debido a fusión parcial de una zona del manto, modificada por la incorporación de un fundido silíceo desde la placa subducida. Se produciría un líquido de composición intermedia entre basalto y andesita, que por cristalización fraccionada podría haber generado las rocas de este batolito.

Para Cribb (1986), las rocas tonalíticas son, mineral y texturalmente heterogéneas, con proporciones variables de hornblenda, biotita y plagioclasa; tienen un AFM típico calcoalcalino, enriquecido en Na o Ca, con algunas lagunas en los contenidos de SiO₂ entre 53-58 % y 65-72 %, que podrían ser el resultado de diferentes inyecciones de magma separadas en grandes periodos de tiempo; además, según el mismo autor, los elementos trazas sugieren una secuencia de diferenciación intrabatolítica debida a cristalización fraccionada de piroxeno, hornblenda y plagioclasa.

La geoquímica realizada en este Proyecto dentro del batolito muestra series con bajo contenido en K; en su conjunto se clasificaría como subalcalino, con una tendencia de diferenciación calcoalcalina más bien en el campo tonalítico-trondhjemítico-dacítico. Gran parte de las rocas del batolito son los equivalentes intrusivos de las rocas volcánicas de la Fm Tireo a la que intruyen: las rocas del conjunto gabroico deben estar relacionadas con el magmatismo toleítico de arco más temprano, y las rocas tonalíticas serían comparables a las facies dacíticas y riolíticas de la Fm Tireo.

El batolito está formado por intrusiones máficas-ultramáficas (gabros-piroxenitas olivínicas) y ácidas (tonalíticas). Para algunos autores, estas intrusiones son cogenéticas (Kessler *et al.*,

1977; Cribb, 1986). Existe, sin duda, una estrecha relación espacial entre ellas; unas veces el contacto parece transicional, con facies intermedias (dioritas-cuarzodioritas), pero otras las relaciones de contacto indican claramente que las tonalitas son posteriores, con numerosos enclaves de gabros que disminuyen o se pierden conforme nos alejamos del contacto.

Dentro de las tonalitas se diferencia entre tonalitas foliadas y no foliadas. En realidad esta distinción también sería válida para los gabros; existen gabros con una orientación clara y otros sin orientación, pero en este caso más difícil de representar, puesto que se trata de una orientación parcial según corredores menos precisos, y con una distribución esporádica e irregular en los macizos máficos.

Según observaciones de campo, las tonalitas foliadas y no foliadas pueden corresponder a los mismos cuerpos intrusivos, si bien en condiciones algo diferentes. Las orientadas se localizan preferentemente en el borde de los cuerpos tonalíticos mayores, con algunas variaciones litológicas, como grano más fino, propias de facies de borde, mientras que el grueso central de esos macizos suele permanecer sin deformar. En casi todos los contactos de las tonalitas con el encajante (Complejo Duarte, gabros y dioritas, o Formación Tireo) se aprecia una orientación más o menos extensa, más o menos marcada. En algunas zonas concretas del batolito, dentro de las masas tonalíticas no foliadas existen sectores con orientación-foliación en estado *sub-solidus* y sólido, lo que unido a la diferencia obtenida en edades absolutas, indicaría la existencia de varios episodios de intrusiones tonalíticas.

Por otra parte, el metamorfismo térmico que da lugar a la facies de anfibolitas, está en relación tanto con gabros como con tonalitas, si bien es en relación con estas últimas donde se han observado fenómenos locales de metamorfismo estático con minerales desorientados.

En este batolito existen 17 dataciones; 4 en gabros-hornblenditas, 11 en tonalitas y 2 en aplitas. Las dataciones en rocas máficas oscilan entre 97 y 123 Ma (Cretácico Inferior). Las tonalitas ofrecen edades desde 49 a 92 Ma, siendo las más fiables y numerosas las comprendidas entre 68.7 y 92 Ma (Cretácico Superior). Las edades obtenidas en aplitas oscilan entre 48-50 Ma, aproximadamente. No existen dataciones previas sobre tonalitas foliadas dentro del área de este Proyecto; fuera de él existen 6 dataciones sobre estas facies, con edades comprendidas entre 56 y 90 Ma.

En este Proyecto se han realizado 9 dataciones absolutas dentro del batolito; 3 en gabros y dioritas y 6 en tonalitas (Ver Tabla 2). Las edades en rocas máficas oscilan entre 83 ± 9.2 Ma y 122.3 ± 7.7 Ma, con predominio en el Cretácico Inferior. Las edades en tonalitas varían desde 65 ± 6 Ma a 101 ± 2.2 Ma; dos muestras corresponden a tonalitas foliadas, con edades de 76.8 ± 0.4 Ma y 101 ± 0.2 Ma (Cretácico Superior e Inferior, respectivamente). Las tonalitas no deformadas corresponden todas al Cretácico Superior.

Dentro de esta Hoja el Batolito de Loma Cabrera se encuentra localizado en el borde septentrional de la misma, habiéndose distinguido los siguientes tipos petrológicos:

- Cumulados de piroxenitas olivínicas
- Gabros y dioritas
- Tonalitas foliadas
- Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas

A continuación se describen los tipos de rocas que se han cartografiado:

3.2.2.1. Cumulados de piroxenitas olivínicas (2)

Afloran localmente entre gabros y son rocas ultrabásicas melanocráticas, de color verdoso-gris oscuro, con cristales de tamaño grande a medio y debidas a diferenciados magmáticos por gravedad. El afloramiento más extenso se localiza al N de El Aguacate, hacia el borde NE de la Hoja, coincidiendo con una anomalía positiva del vuelo aeromagnético. Existen dos afloramientos más pequeños localizados hacia el borde NO; uno está localizado al SO de El Dajao, entre gabros y dioritas; el segundo se sitúa varios kilómetros al SO del anterior, al SE de La Pionía, dentro de la Formación Tireo, pinzado en una fractura de dirección NE-SO; se considera que deben existir numerosas diferenciaciones de este tipo, pero que no se han podido distinguir por las malas condiciones de los afloramientos.

Estas rocas son clasificadas como piroxenitas, websteritas con olivino o gabronoritas. Tienen como minerales principales clinopiroxeno (augita), ortopiroxeno (hiperstena) y plagioclasa que crece entre los huecos de los minerales anteriores, y a veces olivino; como accesorios, ilmenita, cromoespínela, inclusiones de olivino en piroxenos, opacos y óxidos de Fe, Cr, Cu, Ag; como minerales secundarios tienen epidota-tremolita-actinolita, serpentinatas (talco e iddingsita) y clorita-sericita, por la alteración de piroxenos, olivino y plagioclasas, respectivamente.

No se aprecia deformación en estas rocas pero presentan un metamorfismo o hidratación tardimagmática en facies esquistos verdes y grietas rellenas con epidota y cuarzo.

3.2.2.2. Gabros y dioritas (3)

Afloran en el borde N de la Hoja, siendo intruidas a su vez, por masas tonalíticas. En la parte oriental predominan las facies básicas de gabros con algunos diferenciados de cumulos ultrabásicos. Ambos tipos ofrecen anomalías magnéticas positivas. Hacia el O las facies se vuelven más dioritas-gabrodioritas, sin dar una respuesta magnética clara.

Son rocas melanocráticas de grano medio a grueso, formadas por cristales de hornblenda, plagioclasa y clinopiroxeno, como minerales principales, con opacos, magnetita, óxidos de Fe-Ti e ilmenita, como accesorios, y sericita, epidota, cuarzo, tremolita-actinolita y clorita como secundarios; también existen venas tardías de cuarzo y epidota. Existen texturas de reemplazamiento tardimagmático con alguna deformación plástica intracristalina, recristalización a alta temperatura (poligonización) y alteración o metamorfismo hidrotermal de baja T (estático, tardío, postmagmático) que produce venas de cuarzo y epidota.

En algunos sectores, especialmente en la esquina NO de la Hoja, al S de Mata Clara, existen abundantes estructuras brechoideas en el contacto con el encajante, que se corresponden con *magmatic stoping*.

En algunas muestras la mineralogía y texturas previas están borradas por los efectos de la deformación y el metamorfismo, que producen una fábrica plano-linear dúctil, con geometría de planos S-C, en facies anfíbolitas de baja P o corneanas hornbléndicas, con alargamiento de los porfiroblastos de este mineral y mesostasia de grano fino que los envuelve. No obstante, se conservan algunos tectoenclaves correspondientes a gabros. La deformación continúa en condiciones retrógradas en facies de esquistos verdes.

En los bordes de estos intrusivos existen rocas clasificadas como dioritas en transición a cuarzdioritas y tonalitas. Son rocas melanocráticas de grano medio, masivas, sin fábrica aparente, formadas por plagioclasa, cuarzo y anfíbol, principalmente. Localmente presentan un bandeo composicional con predominio de anfíboles o plagioclasas.

3.2.2.3. Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas, localmente orientadas o foliadas (4, 5)

Afloran principalmente en el borde N de la Hoja, intruyendo entre los gabros y gabrodioritas, pero también existen varios pequeños “asomos” en la mitad centro-oriental del plano, en los alrededores de La Lomita de la Cidra, y en el borde NO, en los alrededores de La Pionía.

Estas rocas presentan una respuesta muy heterogénea en el vuelo aeromagnético, pero preferentemente dan anomalías positivas. En los alrededores de La Lomita de la Cidra, existen dos anomalías alargadas según direcciones regionales, que se interpretan ligadas a rocas ígneas en profundidad; la anomalía del S se corresponde con los afloramientos tonalíticos antes citados, y su continuidad con destacados filones de cuarzo, que pueden ser el reflejo de masas tonalíticas en profundidad; en la anomalía del N, menos acusada, no existen afloramientos de rocas intrusivas, pero también están presentes los diques importantes de cuarzo. En los alrededores de La Pionía también coinciden con anomalías positivas los dos afloramientos representados; el oriental se localiza sobre la traza de una fractura, y en el occidental, en el borde de la Hoja, solo se han reconocido cantos sueltos; las condiciones de observación son malas, debido a la alteración arcillosa (posiblemente laterítica) y a la vegetación.

Son rocas predominantemente leucocráticas, formadas por hornblenda, plagioclasa y cuarzo (a veces también biotita) como minerales principales; con actinolita, epidota, clorita y sericita como secundarios por la alteración de anfíboles y plagioclasas; y clinopiroxeno, biotita, circón, esfena, magnetita, ilmenita, carbonatos y opacos como accesorios. Las texturas son granudas, inequigranular, holocristalina o fanerítica, localmente con microenclaves de composición gábrica. Las plagioclasas se presentan en prismas tabulares idio a subidiomorfos, zonados, y el cuarzo, a veces minoritario, es intersticial; el anfíbol puede tener cierta orientación magmática.

Algunas muestras próximas al borde de la intrusión, presentan microenclaves de gabros y grandes cristales de anfíbol que incluyen clinopiroxenos, plagioclasas e ilmenita. En otros casos, incluso en el centro de los afloramientos, se observan pequeños enclaves del encajante (Fm Tireo) entre tonalita muy brechificada, con estructuras de *magmatic stoping*.

Las muestras han sido clasificadas como tonalitas hornbléndicas, en ocasiones también biotíticas y más raramente como cuarzodioritas.

Estas mismas rocas se presentan a veces parcialmente orientadas o foliadas en el borde de cuerpos tonalíticos no deformados, en especial cuando constituyen apófisis alargadas dentro de anfibolitas, de gabros, e incluso de la Formación Tireo. Tienen idéntica composición que el resto de las tonalitas, pero presentan cierta orientación magmática-tectónica que llega a desarrollar una fábrica plano-linear producida por una deformación dúctil, de características miloníticas, con planos S-C. Los anfíboles tienen una fuerte deformación plástica, y las plagioclasas y el cuarzo han sufrido recristalización-poligonización subparalela a la esquistosidad y con reemplazamiento mineral.

3.2.3. Batolito de Macutico

Aparece en la esquina SE de la Hoja, prolongándose hacia el E en la de Lamedero, donde adquiere un mayor desarrollo y variedad petrológica. En esta Hoja está constituido por tonalitas orientadas, limitadas por fracturas; la más septentrional corresponde a la Falla de La Guácara, y más al S la Falla de Macutico-Burende. En ambas fracturas se introducen rocas ultrabásicas con morfología de diques.

En el Mapa Aeromagnético este batolito ofrece una clara anomalía positiva con respecto al encajante (Formación Tireo).

Las tonalitas junto a la Falla de La Guácara tienen una orientación muy marcada (foliadas). Presentan una lineación magmática de los minerales de hornblenda, así como una deformación blastomilonítica de la hornblenda y opacos, que son deformados y aplastados según la esquistosidad, al igual que algunos enclaves máficos-ultramáficos. Una muestra tomada para dataciones absolutas por Ar-Ar ha dado una edad de 75 ± 1.8 Ma.

En los afloramientos localizados más al S, junto a la Falla de Macutico-Burende, la orientación no es tan evidente en muestra de mano, pero se pone de manifiesto en el estudio petrográfico; existen retoques subsólidos deformativos que originan una fábrica plano-linear.

En ambos casos se superpone una deformación frágil retrógrada (esquistos verdes) con relleno de venas.

3.3. Rocas subvolcánicas y filonianas

Dentro de esta Hoja se han distinguido los siguientes tipos de estas rocas:

- Doleritas con augita
- Pórfidos básicos
- Granitoides
- Leucogranitos y/o aplitas
- Cuarzo

3.3.1. Dolerita con augita y plagioclasa (1b)

Son rocas masivas de color verde o gris oscuro, a veces con aspecto de serpentizadas, y pueden tener o no un desarrollo marcado de esquistosidad. Se localizan en el Río La Cidra, en su curso alto, coincidiendo con la Falla de La Guácara.

Están formadas principalmente por piroxeno (augita) y plagioclasa, en forma de porfiroblastos, con magnetita, piritita, opacos y óxidos de Fe-Ti como accesorios. Las texturas son holocristalinas, fanerítica a subofítica, y a veces miloníticas.

Algunas muestras presentan una fábrica plano-linear que responde a una deformación dúctil de características miloníticas. Los porfiroclastos se orientan paralelos a la fábrica planar y son envueltos por la esquistosidad, dando lugar a sombras de presión y estructuras de tipo *pull apart*. Se superpone un metamorfismo tardi o postmagmático de tipo hidrotermal de baja T, que da lugar a clorita, prenhita, pumpellita, sericita y epidota, que reemplazan a piroxenos y plagioclasas. Parte de este metamorfismo es sincinemático, pero en parte también es deformado por el cizallamiento. Las condiciones de la milonización serían parecidas a las del metamorfismo, o quizás de menor grado. Otras muestras no tienen deformación interna, pero sí un metamorfismo hidrotermal de muy baja T que da lugar a reemplazamientos pseudomórficos (clorita, sericita, epidota, prenhita-pumpellita), así como formación de venas y parches de epidota y cuarzo en microfracturas.

3.3.2. Pórfidos básicos (6)

Son rocas porfídicas oscuras, masivas, de grano fino, con algunos fenocristales, que se disponen con morfología de diques dentro del Batolito de Loma Cabrera y de la Formación

Tireo; los mas importantes y numerosos se localizan al SE de El Dajao, en el sector centro-septentrional de la Hoja.

Están formadas por hornblenda (verde-marrón) y plagioclasa como minerales principales, con ilmenita y óxidos de Fe-Ti como accesorios; en algunas muestras puede haber también cuarzo y clinopiroxenos. Las texturas son holocristalinas, fanerítica, inequigranular porfídica, y en algún caso traquitoide, con agragados de anfíboles rodeando a las plagioclasas.

Las rocas son clasificadas como melanogabros (microgabros hornbléndicos) y doleritas, y son el resultado de la hidratación extrema de un magma básico, ligado a fluidos tardimagmáticos.

3.3.3. Granitoides (7)

Son rocas porfídicas de tonos claros, de composición dacítica-tonalítica. Se disponen como diques irregulares por el relleno de fracturas importantes. Estas rocas son muy abundantes en los alrededores de Nalga de Maco.

Están formadas por plagioclas y clinopiroxeno (augita), con magnetita, opacos y óxidos de Fe-Ti como accesorios. Las texturas son holocristalinas a hipocristalinas, afanítica, inequigranular porfídica. Los fenocristales de piroxenos y plagioclasa están en una matriz cuarzo-feldespática, en origen vítrea o criptocristalina.

Existe una alteración tardi a postmagmática de baja T que forma clorita, sericita, cuarzo, albita, epidota y óxidos de Fe que reemplazan a piroxenos y plagioclasas.

3.3.4. Leucogranitos y/o aplitas (8)

Se localizan preferentemente dentro de las tonalitas, como diques tardíos con direcciones próximas a N-S y también con direcciones regionales E-O a NO-SE. También aparecen como terminaciones laterales de masa intrusivas, posibles facies apicales, y como diques o rellenos filonianos de fracturas importantes dentro de la Formación Tireo.

Son rocas leucocráticas de grano fino a muy fino, con algunos fenocristales. Están formadas por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo (con golfos de corrosión), como minerales principales, con biotita, esfena, clorita, epidota, circón, ilmenita, nagnetita, opacos y óxidos

de Fe como accesorios. Las texturas son holocristalinas, hipidiomorfa, granular o subequigranular, a veces algo deformadas o foliadas.

Las muestras se clasifican como leucogranitos, riolitas porfídicas o aplitas.

Con frecuencia estas rocas presentan una fábrica plano-linear magmática, definida por elongación de feldespato, cuarzo y orientación de biotita. Se superpone una deformación subparalela en estado sólido con rotación de cristales, extinción ondulante del cuarzo, poligonización de feldespatos, etc, y continúa o se superpone una deformación frágil con reemplazamientos pseudomórficos tardimagmáticos y rellenos hidrotermales de cuarzo, clorita y epidota.

3.3.5. Diques de cuarzo (9)

Se encuentran rellenando parcialmente fracturas por toda la Hoja, pero adquieren un mayor desarrollo en el borde centro-oriental del plano, en el paraje o poblado de Cabirma y al E de La Lomita de la Cidra, con espesores de varios metros hasta la decena de metros.

Topográficamente coinciden con resaltes destacados del terreno y en parte pueden ser el reflejo de intrusivos tonalíticos en profundidad.

4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Este capítulo está basado en los muestreos y estudios realizados a nivel regional en todo el área del Proyecto K, aunque se ha procurado enfocarlo y centrarlo en el área específica de esta Hoja.

En la geoquímica se han utilizado también datos de otras zonas de la isla, bien del Proyecto L de este mismo Programa SYSMIN, o de estudios anteriores, para poder comparar y confirmar la correlación entre diversas formaciones.

4.1. Petrología de rocas metamórficas

4.1.1. Complejo Duarte

En la zona estudiada, las rocas del Complejo Duarte aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas espilitizadas que han preservado las texturas e incluso parte de la mineralogía ígnea, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sin-cinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P. Al S de la Zona de Falla de La Española y siguiendo la banda NO-SE de afloramiento de las rocas del Complejo Duarte en las Hojas de Santiago Rodríguez, Jicomé, Monción y Diferencia, se observa el general desarrollo de un gradiente de aumento en la deformación y el metamorfismo desde el NE hacia el SO, pasando desde rocas volcánicas en facies subesquistos verdes hasta anfibolitas de fábrica plano-linear de características blastomiloníticas adyacentes al contacto intrusivo septentrional del Batolito de Loma de Cabrera. La intrusión del batolito ha desarrollado también en su entorno aureolas de rocas corneánicas básicas de grano fino y masivas, frecuentes también como enclaves y *roof pendants* dentro del granitoide.

En general, en el sector del Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los subesquistos verdes se han preservado las texturas ígneas del protolito volcánico reconociéndose depósitos de flujos lávicos y de autobrechas, cuya composición incluye términos de basaltos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, y depósitos fragmentarios de tobas líticas y vítreas básicas. En el Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los esquistos verdes se reconocen metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*), filitas y esquistos de color verde-gris a gris verdoso oscuro con, subordinadamente, tramos

de esquistos masivos tremolítico-cloríticos con abundantes óxidos de Fe-Ti. Las condiciones metamórficas de la facies anfibolítica se alcanzan en sectores espacialmente próximos a las intrusiones de leucotonalitas con hornblenda foliadas y al contacto con las tonalitas hornbléndicas y gabros del Batolito de Loma de Cabrera; o en medio de esos cuerpos intrusivos, bien como grandes enclaves o *roof pendants*. Los tipos petrográficos reconocidos son anfibolitas de fuerte fábrica plano-linear y gneises anfibólicos, frecuentemente asociados a venas de leucotonalitas con hornblenda cizalladas, que sugieren una contemporaneidad entre la deformación y el plutono-metamorfismo. Rocas anfibólicas masivas de grano fino, propias de la facies de las corneanas anfibólicas, se han observado en los sectores más internos de las aureolas de contacto desarrolladas en torno a las facies de tonalitas hornbléndicas y gabronoritas del Batolito de Loma de Cabrera. En la Hoja de Jicomé el Complejo Duarte está representado exclusivamente por facies de anfibolitas con fábrica plano-linear.

4.1.1.1. Facies anfibolítica

Los tipos litológicos del Complejo Duarte metamorfizados en condiciones de la facies de las anfibolitas son anfibolitas y gneises anfibólicos de intensa fábrica plano-linear, y corneanas anfibólicas de grano fino masivas. Ambos tipos litológicos fueron desarrollados en condiciones metamórficas sensiblemente diferentes (Palmer, 1963).

Las anfibolitas presentan una textura de nematoblástica a granonematoblástica y se caracterizan por la formación de un anfíbol de color verde azulado de tipo hornblenda, coincidiendo con la desaparición de clorita, originando una coloración más oscura a la roca. La asociación mineral está compuesta por hornblenda, plagioclasa de composición oligoclasa o andesina, epidota o clinozoisita y cuarzo, con ilmenita, magnetita, apatito, esfena, rutilo, piritita y opacos, la cual es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota. Localmente se ha observado cummingtonita como cristales individuales o rebordes en la hornblenda. En algunas localidades muy próximas al contacto con las tonalitas hornbléndicas, las anfibolitas están composicionalmente bandeadas, habiendo desarrollado capas leucocráticas de espesor entre 0,5 y 5 mm que originan una textura gneílica. En estos gneises anfibólicos se observan venas de leucotonalitas con hornblenda cizalladas heterogéneamente hasta el paralelismo con la foliación Sp. Este hecho, junto con el desarrollo periférico de aureolas de anfibolitas en torno a las intrusiones laminares de

leucotonalitas con hornblenda, establece la contemporaneidad entre la deformación dúctil no-coaxial y el plutono-metamorfismo.

En las Hojas de Santiago Rodríguez, Jicomé, Monción y Diferencia, se ha desarrollado una banda de anfibolitas blastomiloníticas a lo largo del contacto septentrional del Batolito de Loma de Cabrera. Se trata de rocas anfibólicas y cuarzo-anfibólicas de color verde-azul oscuro y grano fino a fino-medio, que han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) de características miloníticas como consecuencia de una intensa deformación dúctil y el metamorfismo regional. Las texturas son granonematoblásticas y lepidoblásticas bandeadas blastomiloníticas, afectadas por una recristalización estática tardía. Composicionalmente, presentan como componentes principales hornblenda, mica verde-marrón biotita, plagioclasa oligoclasa, epidota y cuarzo, con ilmenita, circón, magnetita, esfena, pirita, óxidos de Fe-Ti y calcita como accesorios. La asociación mineral sin-Sp es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). La fábrica plano-linear principal (Sp-Lp), definida por una alternancia milimétrica de capas claras cuarzo-plagioclásicas y verdes ricas en nematoblastos de anfíbol y escasos agregados de epidota, y niveles cuarzo-plagioclásicos. Los anfíboles están boudinados perpendicularmente a la Lp. El cuarzo es muy abundante en las capas y podrían tratarse de venas de cuarzo segregadas o intrusiones tonalíticas sin-Sp que han sido completamente cizalladas y recristalizadas hasta el paralelismo con la Sp. La deformación fue no-coaxial, como indica la asimetría de sombras de presión en torno a porfiroblastos de plagioclasa y epidota y de la fábrica interna en los agregados policristalinos de cuarzo. Los prismas de hornblenda se disponen en algunas rocas definiendo una fábrica S-C de relativa alta-T. Se superpone una recristalización estática tardi-Sp, que origina la poligonización del agregado cuarzo-plagioclásico.

Las corneanas anfibólicas son rocas verde oscuras, de grano fino y masivas, habiéndose observado en los sectores más internos de las aureolas de contacto en torno a las intrusiones tonalíticas de Manacla y Diferencia, y sólo localmente en la del Batolito de Loma de Cabrera, como en los bordes NE y NO de esta Hoja (borde S del batolito), pero en materiales de la Fm Tireo. Al microscopio se observan texturas nemato y granoblásticas de poligonal a débilmente elongadas de carácter estático. La asociación mineral está compuesta por un anfíbol hornblenda de color verde oliva a verde oscuro y una plagioclasa de composición oligoclasa-andesina, sin clorita ni epidota, con raro clinopiroxeno, la cual es propia de la facies de las corneanas anfibólicas.

4.1.2. Formación Tireo

En la zona estudiada, las rocas de la Fm Tireo aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas estratificadas carentes completamente de deformación, conservando perfectamente tanto las texturas como la mineralogía ígnea original, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P. En la región al S del Batolito de Loma de Cabrera, la Fm Tireo ha desarrollado un gradiente heterogéneo de aumento en la deformación y el metamorfismo desde el SO hacia el NE, pasando desde rocas volcánicas sin metamorfismo apreciable bien representadas en la Hoja de Restauración, hasta filitas y esquistos en facies de subesquistos y esquistos verdes en las Hoja de Jicomé, Monción y Diferencia.

Al sur de la ZFE y siguiendo una banda de dirección NO-SE hasta el contacto intrusivo N del BLC, aparecen afloramientos de rocas metavolcánicas en general con desarrollo de esquistosidad y metamorfizadas, que han venido sido denominadas como Complejo Dajabón (Draper y Lewis, 1991) y que en el presente Proyecto han sido integradas por sus similitudes litológicas y geoquímicas dentro de la Fm Tireo.

En la Hoja de Jicomé las litologías de la Fm Tireo aparecen frecuentemente deformadas y metamorfizadas, transformándose a tipos metavolcánicos intermedios y ácidos. Las principales litologías muestreadas son: metatobas líticas andesíticas, metatobas dacíticas y riodacíticas, filitas/esquistos cuarzo-moscovítico-cloríticos, pizarras sericitico-cloríticas, filoníticas y mármoles impuros con clorita y epidota

Las metatobas líticas andesíticas son de color verdes-grises oscuro, variablemente esquistosadas y recrystalizadas, en ocasiones afectadas por un entramado de venas de calcita, clorita y epidota. Están compuestas por un agregado de fragmentos líticos texturalmente heterogéneos, cuya recrystalización metamórfica los ha reemplazado variablemente a un agregado de tremolita-actinolita, epidota, albita, mica blanca y abundante clorita, con cuarzo, ilmenita, opacos y abundantes óxidos Fe-Ti como accesorios. La asociación indican condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes de menor-T sin epidota. En algunas muestras se preservan las texturas, por lo que la recrystalización pudiera ser debida a una alteración tardi- o postmagmática de tipo hidrotermal. y no

presentan ninguna orientación. Se superpone la apertura de microfracturas rellenas de sericita, opacos.

Las metatobas dacíticas con desarrollo de esquistosidad presentan texturas granoblásticas y granonematoblásticas/ lepidoblásticas de grano muy fino. Están compuestas por un agregado de clorita, mica blanca sericítica, agregados de epidota, plagioclasas albiticas, prenhita, pumpellita, opacos y accesorios, que reemplaza a clastos volcánicos aplastados. Cuando aparecen, el anfíbol tremolítico-actinolítico es de grano muy fino y forma nematoblastos aciculares en zonas ricas en albita y epidota. La epidota aparece formado pequeños granos dispersos por la matriz y pseudomorfizando a la plagioclasa ígnea. La clorita pseudomorfiza a ferromagnesianos y fragmentos líticos de la toba. La matriz de la toba ha recristalizado a un agregado muy fino de clorita, sericita, pumpellita, prenhita, epidota y opacos. Las asociaciones metamórficas desarrolladas paralelamente a esquistosidad son diagnósticas de las facies de los subesquistos (prenhita-pumpellita) y esquistos verdes, en función de la estabilidad del anfíbol tremolítico-actinolítico. Se observan parches y venas rellenas de prenhita, epidota y clorita.

Las rocas metavolcánicas intermedias-ácidas más deformadas son filitas y esquistos epidótico-moscovítico-cloríticos de grano fino a medio y fábrica plano-linear. Al microscopio están formados por porfiroclastos y matriz foliada recristalizada. Los porfiroclastos son de plagioclasas y cuarzo, elongados paralelamente definiendo la foliación y desarrollando sobras de presión clorítico-sericíticas, frecuentemente asimétricas. Aparecen también agregados cloríticos de contornos subelipsoidales, probablemente resultado de la transformación de fragmentos líticos del protolito, así como agregados de granos opacos procedentes de la magnetita volcánica. La matriz está formada por un fino agregado elongado de sericita-clorita, lepidoblastos de clorita y mica blanca de mayor tamaño, procedentes del reemplazamiento de anfíboles y plagioclasas, y por láminas de esquistosidad donde se acumulan los opacos. En las bandas de cizalla donde la deformación interna fue mayor, se desarrollan fábricas compuestas S-C y los porfiroclastos tienen sombras de presión asimétricas. Las asociaciones metamórficas sin-Sp encontradas están formadas por: albita, epidota, clorita, sericita, prenhita y pumpellita, y por actinolita, albita, clorita, moscovita, epidota y biotita, que indican condiciones metamórficas de las facies de los subesquistos y los esquistos verdes de más baja-T, respectivamente.

Las rocas metavolcánicas ácidas son filitas y esquistos albitico-sericítico-cloríticos de grano fino y fábrica de planar a plano-linear. Al microscopio presentan texturas granoblásticas y granolepidoblásticas algo bandeadas, que en las rocas más deformadas pasan a ser protomiloníticas y miloníticas. Como asociación mineral principales sin-Sp presentan: albita, clorita, prehnita, epidota, cuarzo y mica blanca sericítica, con apatito, circón, ilmenita y opacos como accesorios. Dicha asociación mineral principal es indicativa de la facies de los subesquistos verdes. En las rocas menos deformadas la deformación interna es heterogénea y se manifiesta con el desarrollo de una esquistosidad irregular y anastomosada, que rodea y envuelve fragmentos líticos y a fenocristales relictos de cuarzo y plagioclasa. Los fenocristales son reemplazados por un agregado de clorita, sericita, prehnita y epidota. La mesostasia de la roca volcánica original está recrystaliza a un agregado de grano muy fino orientado paralelamente a la Sp, compuesto por cuarzo, albita, prehnita, clorita, sericita y agregados de epidota.

En las pizarras y filitas miloníticas, los fenocristales son fragmentados por la deformación, intensamente reemplazados y envueltos por una penetrativa fábrica plano-linear. En estas rocas, la deformación tiene un carácter no coaxial y la esquistosidad Sp está definida por la orientación lepidoblástica de cloritas, el alargamiento de los porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa junto a las sombras de presión, y la elongación de venas sincinemáticas de calcita+epidota cizalladas. La Sp fue desarrollada en condiciones de la facies de los subesquistos verdes, como indica la asociación albita, clorita, sericita, epidota, calcita y opacos, junto a la que puede existir prehnita. Las venas sin-Sp contienen prehnita y epidota. En algunas rocas es probable la presencia ya estable de actinolita-tremolita microscópica.

Intercalados en la secuencia metavolcánica aparecen niveles de mármoles impuros con clorita y epidota. Se trata de rocas metacarbonatadas de grano fino y fábrica planar a plano-linear, bien definida a la mesoescala por agregados de epidota verde-amarilla orientados paralelamente a la Sp. La lineación mineral Lp está definida por la elongación de agregados de epidota y opacos. Al microscopio presentan texturas granolepidoblásticas y granoblásticas microbandeadas. La asociación mineral que presentan está compuesta por calcita, clorita, epidota, mica blanca, albita, cuarzo y algo de talco, con magnetita, grafito, ilmenita y opacos como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil planar principal (Sp) e indicativa de la facies de los subesquistos verdes de baja-T. Los protolitos fueron rocas sedimentarias carbonatadas con intercalaciones detríticas finas,

probablemente con una componente volcánica, las cuales han dado lugar a niveles ricos en calcita, filosilicatos, epidota y opacos.

En el borde S del Batolito de Loma de Cabrera, tanto dentro de él como en el contacto, aparecen afloramientos de rocas bien esquistosadas y metamorizadas, no reconocidas hasta este Proyecto, y que por sus características y posición son asimilables al Complejo Dajabón, de Draper y Lewis (1991). Los trabajos cartográficos, litológicos, petrológicos y geoquímicos realizados en el presente Proyecto han permitido integrar el Complejo Dajabón dentro de la Fm Tireo, ya que se trata de un conjunto de rocas metamórficas litológica y geoquímicamente equivalente. Estos materiales afloran en las Hojas de Dajabón, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez y Jicomé. En ellos se observa un aumento general en la deformación y el metamorfismo desde el NE hacia el SO, pasando desde rocas volcánicas en facies subesquistos y esquistos verdes hasta rocas anfibólicas de fábrica plano-linear blastomilonítica. La intrusión del batolito ha desarrollado también en su entorno aureolas de corneanas de estas rocas, así como enclaves y *roof pendants* a techo de la intrusión, como los situados al NE de esta Hoja.

A escala regional, el Complejo Dajabón está compuesto por metabasaltos y metaandesitas, metatobas y metabrechas volcánicas de composición intermedia, metavolcanitas intermedias y ácidas, metasedimentos, metacherts y, en las zonas menos metamorizadas, alternancias de calizas y cherts negros. En esta Hoja solo están representados los términos de metavolcanitas ácidas y metasedimentos en forma de neises y esquistos, aunque pueden estar también las metaandesitas en forma de anfibolitas, como se verá más adelante en el capítulo de geoquímica.

4.2. Petrología de rocas ígneas

4.2.1. Peridotitas serpentinizadas

Las peridotitas son tipos duníticos y harzburgíticos con plagioclasa y espinela, intercaladas tectónicamente en la Fm Tireo (FC9021 y FC9036). Estas rocas son melanocráticas, densas, de grano fino, con cristales visibles de olivinos y piroxenos frescos, variablemente serpentinizados. Al microscopio presentan una textura holocristalina, fanerítica, granuda subequigranular, de cumulado magmático, alterada/serpentinizada. Como componentes principales presentan olivino, piroxeno y plagioclasa; y como componentes accesorios

cromo-espinela, ilmenita y opacos. Modalmente, las muestras estudiadas están compuestas por un agregado de cristales idiomorfos de olivino (80-90%), piroxeno (<5-10%), plagioclasa (<5%), agregados de cromo-espinela accesoria y opacos. La textura es de cumulado de los cristales de olivino y cromo-espinela, en cuyos huecos crece poiquilíticamente el clinopiroxeno y escasa plagioclasa, como fases intercúmulo. En las muestras estudiadas, que pertenecen al interior de las láminas peridotíticas emplazadas tectónicamente, la deformación es inexistente y se preservan perfectamente las texturas ígneas.

Estas rocas duníticas y peridotíticas con plagioclasa son bastante refractarias y más bien típicas de un manto superior muy residual debido a procesos de fusión parcial. Por lo tanto, estas rocas ultrabásicas serían de génesis distinta a los cumulos magmáticos wherlíticos generados en las cámaras magmáticas de la corteza inferior de un arco, por ejemplo el complejo gabroico-ultramáfico del BLC. En estas rocas se superponen procesos de serpentización de intensidad variable, que pueden dar lugar al reemplazamiento, casi completo, del olivino por un agregado blanco-amarillento típico de estos minerales, rico en opacos y óxidos de Fe, talco y finas coronas de clorita, aunque preservando en zonas las texturas. Los piroxenos son reemplazados por agregados de clorita y epidota. Las plagioclasas por agregados de sericita, epidota y carbonatos. Las serpentinitas pueden también crecer a favor de microfracturas rellenándolas, junto a mica blanca moscovítica y verde clorítica.

4.2.2. Batolito Loma de Cabrera

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del BLC y rocas asociadas pueden agruparse en cuatro unidades cartográficas: (1) rocas ultramáficas; (2) gabros y dioritas; y (3) tonalitas con hornblenda \pm biotita; y (4) un enjambre de diques máficos y félsicos, intrusivos en las anteriores unidades y en la Fm Tireo. La escasez de afloramientos en algunos sectores del BLC no ha permitido diferenciar cartográficamente en detalle a las dos primeras unidades, quedando englobadas como un complejo gabroico-ultramáfico.

La secuencia intrusiva general desde las rocas más máficas a las más ácidas, fue establecida a partir de las relaciones de campo. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulos ultramáficos y máficos (gabronoritas, gabros y dioritas), con escasas relaciones locales de intrusión de los segundos en los primeros. Los diferentes tipos de gabros y

dioritas pudieron cristalizar al mismo tiempo, con las diferencias texturales reflejando un diferente contenido en volátiles en el magma, sin que se hayan encontrado evidencias directas sobre su edad relativa. Las rocas dioríticas y cuarzo-dioríticas fueron las siguientes en la secuencia, siendo los tipos dioríticos en muchos casos rocas transicionales o facies de borde de los macizos gabroicos. A continuación, intruyó el importante volumen de magma tonalítico, siendo generalmente el contacto con el complejo gabroico-ultramáfico una zona de deformación dúctil en estado magmático y *subsolidus* para las tonalitas, y *subsolidus* para los gabros y dioritas. El magma tonalítico excava xenolitos del complejo gabroico-ultramáfico y de los metabasaltos encajantes, y lleva consigo magmas de una composición cuarzo-diorítica ligeramente más básica. Algunos de estos magmas fueron completamente mezclados (*magma mixing*) con la tonalita, mientras que otros fueron preservados como enclaves deformados. En las tonalitas se observan diques y venas de magmas progresivamente más silíceos, que representan los diferenciados de los estadios más tardíos. Finalmente, intruye un enjambre de diques máficos durante los estadios magmáticos más tardíos de la tonalita, que generalmente estaba lo suficientemente fría para que los diques máficos desarrollen contactos netos y bordes enfriados en algunos casos, pero que en otros hibridan (*magma mingling* y *mixing*) con las tonalitas más tardías y producen zonas de circulación hidrotermal y mineralización de epidota.

Las rocas del conjunto vulcano-plutónico deformado de la Fm Tireo situado a techo de la intrusión se interpreta que representan los episodios magmáticos más tempranos (tanto volcánicos como hipoabisales) de la Fm Tireo, que en parte fueron posteriormente deformados y metamorizados durante los episodios plutónicos intrusivos del BLC más tardíos. Adicionalmente, este conjunto está intruido por diques de tonalitas con hornblenda y el enjambres de diques máficos y félsicos. Las evidencias que soportan esta interpretación son: el desarrollo de fábricas deformativas penetrativas en rocas de esta unidad heterogénea, desarrollando bandas de anfibolitas blastomiloníticas en una aureola dinamo-térmica de contacto, desarrollo local de asociaciones minerales metamórficas propias de la facies de las corneanas hornbléndicas y piroxénicas, preservación de las texturas relictas fragmentarias en las partes metamórficas menos deformadas del conjunto, la intrusión sin-cinemática y cizallamiento *sub-solidus* de diques de tonalitas con hornblenda, y una historia de múltiples intrusiones manifestada por contactos intrusivos y variaciones texturales y composicionales.

4.2.1.1. Rocas ultramáficas (cumulados)

Los principales afloramientos de rocas ultramáficas de la serie plutónica del BLC son de extensión variable, pero distribuidos en todos los sectores del BLC y siempre asociados a la unidad de gabro-dioritas. Los afloramientos más extensos de rocas ultrabásicas se localizan en los alrededores de la Loma Chacuey (Hoja de Loma de Cabrera), Rincón Llano (Hoja de Santiago Rodríguez), Cerro de los Charamicos (Hoja de Jicomé) y Loma de los Guajumitos (entre las Hojas de Monción y Diferencia). Pequeñas cúpulas de rocas ultramáficas dispersas entre la unidad de gabros, así como los datos magnéticos regionales, sugieren que masas significativas de rocas ultramáficas se continúan en profundidad

Las rocas ultramáficas muestran una relativa gran variedad composicional, incluyendo tipos predominantes de wehrlitas y clinopiroxenitas con olivino, y subordinadamente clinopiroxenitas con olivino y hornblenda, clinopiroxenitas con olivino, hornblenda y plagioclasa, hornblenditas y escasas dunitas. En general, estas rocas ultrabásicas son masivas y carentes de foliación deformativa. Localmente, las variaciones en la moda de olivino y piroxenos define un bandeo composicional cuyo espesor gradúa en escala entre milimétrico y decimétrico. Este bandeo aparece buzando ángulos bajos y altos, sugiriendo en este último caso la acumulación en diques subverticales o un basculamiento post-acumulación mineral.

Al microscopio, las wehrlitas son de grano grueso y muy grueso, masivas o bandeadas, y constituidas por agregados subidiomorfos de orto y clinopiroxeno *cumulus*, de entre 1 y 5 mm de longitud pero que pueden alcanzar 2,5 cm, y olivino idiomorfo. Las dunitas son también masivas y formadas por un agregado de olivino alotriomorfo, intensamente alterado a minerales del grupo de la serpentinita y magnetita, con clinopiroxeno y cromita accesorios. Las *lamellas* de exolución están presentes en ambos piroxenos. Tanto el olivino como el piroxeno pueden mostrar extinción ondulante y doblamiento de los planos de exfoliación, indicando una modesta deformación plástica intracrystalina. Las clinopiroxenitas con olivino consisten en granos de subidio a alotriomorfos de clinopiroxeno con olivino intergranular y óxidos de Fe-Ti. En las clinopiroxenitas con olivino y plagioclasa, la plagioclasa cálcica es intersticial y modalmente <10% de la roca, mostrando texturas de *adcumulus*. El olivino puede aparecer rodeado e incluido en el clinopiroxeno. La hornblenda parda-marrón aparece como una fase tardi-magmática formando coronas de reacción entre piroxenos y piroxeno y plagioclasa, siendo localmente muy abundante. El reemplazamiento total de piroxeno por

hornblenda es bastante común en los bordes de los macizos ultrabásicos, formando hornblenditas. La alteración más tardía produce actinolita y serpentinitas.

La abundancia en estas rocas ultrabásicas de olivino y piroxenos, junto con la preservación de bandeados mineralógicos de alternancia de capas de dunitas y piroxenitas, establece que se trata de cumulos. Las texturas de adcumulado de piroxenos se preservan en las wehrlitas y clinopiroxenitas con olivino y plagioclasa, en las que la plagioclasa constituye una fase *intercumulus*. Sin embargo, estas texturas ígneas primarias son modificadas por texturas de recrecimiento (especialmente de clinopiroxeno) y la recristalización de las fases cúmulo originales. El reemplazamiento del piroxeno por hornblenda indica un enriquecimiento tardi-magmático en H₂O del líquido *intercumulus*. Estas relaciones texturales establecen la siguiente secuencia de cristalización en las rocas ultramáficas: cristalización de olivino y piroxeno *cumulus*; *post-cúmulo* local intercrecimiento de clinopiroxeno (crecimiento *adcumulus*); cristalización de plagioclasa como fase *intercumulus*; reemplazamiento tardi-magmático del piroxeno por hornblenda parda; y local recristalización tardi y postmagmática de los granos *cumulus* originales.

4.2.1.2. Gabros y dioritas

Las rocas plutónicas de esta unidad afloran de forma extensa en el BLC definiendo su forma general lenticular alargada. Las rocas gabroicas están siempre espacialmente relacionadas con las rocas ultrabásicas a las que a menudo incluyen cartográficamente. En la parte del BLC estudiada, los gabros y dioritas aparecen predominantemente en dos sectores: en el macizo central occidental de Loma Chacuey, situado en la Hoja de Loma de Cabrera, y a lo largo de la banda entre las Lomas de Guazumito y de los Charamicos, situada en borde suroriental del batolito e incluida en las Hojas de Jicomé, Monción y Diferencia. Otras bandas de gabros elongadas siguiendo la dirección ONO-ESE del batolito e incluyendo rocas ultrabásicas, aparecen en los sectores de Bebedero-Los Camarones y Arroyo Blanco en la Hoja de Santiago Rodríguez. Un macizo particular de dioritas anfibólicas es el situado al N de la localidad de El Pino, y que ha proporcionado las edades intrusivas más antiguas del BLC de 123 Ma (K-Ar; Kesler *et al.*, 1977, 1991c; y Ar-Ar; Lewis, datos inéditos), corroborados por una edad de 122.3 ± 7.7 Ma por Ar-Ar en este Proyecto.

Desde un punto de vista composicional y textural, la unidad resulta ser bastante heterogénea incluyendo desde rocas gabroideas muy variadas a cuarzo-dioríticas. La cartografía precisa

de estas rocas resulta muy difícil debido a la alteración y cobertura vegetal. Los tipos petrográficos incluidos en la unidad de gabros y dioritas son: gabros y melanogabros con clinopiroxeno y hornblenda, noritas y gabronoritas con hornblenda, dioritas con hornblenda y cuarzdioritas con hornblenda. En los gabros el olivino es muy escaso, siendo relativamente raros los tipos de gabros y gabronoritas con olivino. Los tipos de melanogabros y gabronoritas constituyen rocas transicionales en el campo entre las rocas ultramáficas ricas en clinopiroxeno y la unidad gabro-diorítica. El anfíbol hornblenda está siempre presente como una fase magmática o tardi-magmática, reconociéndose incluso tipos pegmatoides con hornblenda (leucogabros pegmatíticos) y bolsadas y enclaves de hornblenditas.

Las texturas que aparecen en estas rocas son variadas y generadas tanto en el estadio magmático como *subsólido* deformativas. Los gabros presentan tanto un bandeo composicional ígneo como aparecen masivos. El bandeo ígneo está definido por la alternancia de bandas de minerales máficos (hornblenda, augita e hiperstena) y plagioclasa cálcica (labradorita o bytownita), que puede ser producto de la acumulación cristalina durante la cristalización de la unidad (en las gabronoritas) o resultado del flujo magmático (en los gabros y dioritas) con desarrollo de una foliación \pm lineación magmática.

En la unidad de gabros y dioritas resultan comunes las zonas con desarrollo de una fuerte foliación deformativa, resultado de la deformación cristal-plástica, especialmente hacia y en el contacto con la unidad de tonalitas con hornblenda. En muchos casos, como en los bordes del macizo de Loma de Guazumito – Loma de los Charamicos, o en el borde meridional de Loma Chacuey, al N de La Peñita, el contacto entre el complejo gabroico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil de dirección general O-E y ángulos de buzamiento medios y bajos, tanto al N como hacia el S. En estas bandas, que convierte las rocas gabroicas en milonitas máficas de grano fino, la deformación en estado sólido también afecta localmente a las tonalitas con hornblenda, que intruyen como diques y venas de dimensiones variables y son cizallados hasta paralelizarse con la foliación y transformados en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino. En la terminación SE del BLC, situado en las Hojas de Jicomé, Monción y Diferencia, buena parte de los gabros presentan en este sector una foliación magmática subvertical, definida por una alternancia de niveles más o menos ricos en plagioclasa, que pasa lateralmente a ser deformativa en estado sólido y que genera fábricas plano-lineares protomiloníticas y miloníticas transcurrentes senestras.

La unidad gabro-diorítica contiene frecuentes enclaves máficos microgranudos e inclusiones cognatas. Algunas inclusiones son diques máficos desmembrados, pero otras pueden representar una intrusión temprana de la unidad que resulta posteriormente intruida, desmembrada y parcialmente asimilada por una intrusión más tardía. Por otro lado, la unidad gabro-diorítica está intruida por diques de tonalitas con hornblenda de dimensiones muy variables y por un enjambre de diques máficos oscuros, microgranudos. Los contactos de los diques máficos son, en su mayor parte, rectos y netos, sugiriendo un emplazamiento bastante tardío en relación a la estructuración del BLC.

Petrográficamente, las rocas de la unidad gabro-diorítica son de tamaño de grano medio a grueso. Generalmente, las rocas gabroicas son de mayor tamaño de grano que las dioríticas. En los gabros foliados, la fábrica planar está definida por las plagioclasas tabulares y los prismas de hornblenda, con deformación o no del cuarzo intersticial, implicando deformación en estado magmático que continúa en el estadio *subsolidus* formando subgranos. En las rocas de la unidad gabro-diorítica próximas al contacto con la unidad tonalítica, se han desarrollado fábricas protomiloníticas y miloníticas de relativa alta-T, ya que se ha observado la recristalización dinámica de la plagioclasa y la hornblenda en agregados elongados paralelamente a la foliación *subsolidus*. Aquí, las tonalitas aparecen foliadas paralelamente, indicando deformación desde el estadio magmático al de estado sólido.

En los gabros y dioritas de la unidad, los minerales ígneos principales son plagioclasa cálcica, hornblenda, augita y óxidos de Fe-Ti. Como accesorios aparecen hiperstena, apatito, circón, esfena, ilmenita y opacos. La augita suele ser subidiomorfa y aparece reemplazada de parcial a completamente por hornblenda verde oscura. El reemplazamiento es pseudomórfico y gradúa desde la formación de delgados bordes en continuidad óptica en la augita, hasta la formación de grandes poiquiloblastos alotriomorfos de hornblenda que incluyen pequeños restos de clinopiroxeno. En las rocas dioríticas, la presencia de núcleos incoloros o verdes débilmente pleocróicos en la hornblenda, con pequeñas inclusiones redondeadas de cuarzo e ilmenita, son indicativas de la presencia anterior de augita. Los contactos entre plagioclasa y hornblenda suelen ser inestables, irregulares y corroidos, sugiriendo que el reemplazamiento de augita fue parte de la alteración magmática tardía de la augita a hornblenda verde. En las rocas gabroicas, los óxidos de Fe-Ti son intersticiales y de contornos “ameboides”, resultando local y modalmente muy abundantes (5-10%); en las rocas dioríticas, los óxidos de Fe-Ti suelen ser accesorios y espacialmente asociados a la hornblenda. En algunas rocas dioríticas y cuarzo-dioríticas, además de hornblenda tardi-

magmática se ha observado biotita accesoria. El tránsito modal entre las dioritas y cuarzo-dioritas y las tonalitas con hornblenda no es claro, observándose en muchos casos relaciones de intrusividad de las segundas en las primeras.

Algunas rocas gabroicas son melanogabros con olivino, modalmente transicionales entre las rocas ultramáficas ricas en clinopiroxeno y los gabros con augita y hornblenda. Estos melanogabros son muy heterogéneos a la escala de afloramiento, apareciendo en la zona de contacto con la unidad ultrabásica y como enclaves en las rocas dioríticas. Estas rocas pueden ser también acumulados de olivino, clinopiroxeno e incluso plagioclasa, con reemplazamiento variable por hornblenda verde y óxidos de Fe-Ti. Los minerales secundarios que aparecen en las rocas gabroicas y dioríticas son el resultado de la alteración deutérica y el metamorfismo. Se incluye el reemplazamiento de la augita y/o hornblenda por actinolita+clorita+esfena+epidota+óxidos de Fe-Ti, leucóxeno y la saurización a menudo zonal de la plagioclasa. En torno a los óxidos de Fe se han observado localmente en los gabros finos rebordes de biotita

Las gabronoritas son de grano medio a grueso y aparecen tanto bandeadas como masivas, siendo en el primer caso acumulados. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno augítico, ortopiroxeno hiperstena, hornblenda verde-marrón y óxidos de Fe-Ti. Tanto el ortopiroxeno como el clinopiroxeno forman granos idio y subidiomorfos milimétricos equigranulares, con plagioclasa alotriomorfa e intersticial. En los tipos con olivino, este mineral suele aparecer incluido en el piroxeno. La plagioclasa presenta un complejo zonado oscilatorio y normal. La hornblenda puede formar grandes poiquiloblastos que engloban y reemplazan a las fases anhidras anteriores, sugiriendo que el magma se enriquece en H₂O sólo después de la cristalización de la matriz de grano fino, en un posible segundo estadio de cristalización. Los óxidos de Fe-Ti están asociados a la hornblenda, sugiriendo su cristalización también en momentos tardi-magmáticos.

4.2.1.3. Tonalitas con hornblenda ± biotita

La unidad de tonalitas con hornblenda ± biotita está formada por las rocas más ácidas del BLC. Este conjunto magmático intruye en la unidad gabro-diorítica y forma en el sector dominicano del BLC, a grandes rasgos, una gran banda central de dirección O-E, que ocupa gran parte de la Hoja de Loma de Cabrera y mitad occidental de la de Santiago Rodríguez. Otros sectores de afloramiento de la unidad, generalmente conectados con la banda central,

aparecen formando una banda O-E entre Boca de Vereda-El Dajao y continuándose discontinuamente al E, al S del macizo gabroico-ultrabásico de Loma de los Charamicos y continuándose por la Loma Palmita, al N de la Hoja de Jicomé. En algunos sectores del BLC la unidad de tonalitas resulta ser periférica a los afloramientos del complejo gabroico ultramáfico, pero estas relaciones de zonalidad no siempre se cumplen.

El contacto entre la unidad tonalítica más reciente y el complejo gabroico-ultramáfico es siempre muy neto y muy frecuentemente está afectado por una cizallamiento de relativa alta-T. Sin embargo, a escala de afloramiento, localmente se observan facies tonalíticas marginales de grano fino y desarrollos de bordes enfriados frente a los gabros. En otros muchos casos, se observan relaciones de intrusividad de la unidad tonalítica en la gabroico-diorítica, en la que la primera excava desde abajo (*stopping*) y brechifica a la segunda. Igualmente, se han observado diques de tonalitas con hornblenda que intruyen en la unidad gabroico-diorítica y que claramente establecen una edad más reciente para la serie tonalítica. Por otro lado, la anfibolitización y alteración hidrotermal que afecta a el complejo gabroico-ultramáfico encajante, está espacialmente relacionada con la intrusión y segregación de volátiles de la unidad tonalítica. La unidad tonalítica está comunmente intruida por un enjambre de diques máficos, que de forma característica presentan una orientación preferente subparalela a la dirección O-E de la unidad tonalítica.

Las tonalitas contienen casi siempre inclusiones y enclaves aunque en proporciones muy variables. Los enclaves cubren un amplio rango de litologías y morfologías, siendo generalmente de tamaño centimétrico y decimétrico (5-30 cm). Los enclaves más abundantes son de microdioritas (enclaves máficos microgranudos) y de tonalíticas porfídicas con hornblenda y plagioclasa, que presentan contactos desde netos a difusos frente a la tonalita y morfologías globulosas irregulares, en ocasiones muy aplastadas y alineadas. El frecuente aplastamiento y las evidencias de deformación dúctil en los enclaves, sugieren que fueron parcialmente líquidos cuando se incorporaron al magma tonalítico. Estas observaciones, junto con la presencia de fenocristales de plagioclasa de complejo zonado oscilatorio en la tonalita, sugieren que los procesos de mezcla de magmas fueron muy importantes en la génesis de la unidad tonalítica. Otros tipos comunes de enclaves son de rocas dioríticas y gabróicas, particularmente presentes cerca del contacto intrusivo de la tonalita con el complejo gabroico-ultramáfico. Estos enclaves son de formas angulares y relacionados con la fracturación de la roca caja por la tonalita. Sin embargo, la ausencia de

bordes enfriados sugiere que aunque las dioritas se comportan frágilmente, se encontraban todavía relativamente calientes.

Aunque no tanto desde un punto de vista composicional, la unidad de tonalitas resulta ser heterogénea desde un punto de vista mineralógico y textural. Tanto Feigenson (1978) como Cribb (1986) definen en sus trabajos respectivos de los sectores dominicanos occidental y oriental del BLC, varios tipos de tonalitas como granitoides con muy escaso feldespato-K. Dentro de la unidad de tonalitas estos autores distinguen las siguientes facies: tonalitas foliadas, tonalitas con hornblenda, tonalitas con hornblenda y biotita, tonalitas hornbléndico-piroxénicas porfídicas, dioritas, tonalitas con biotita y moscovita, leucotonalitas, trondhjemitas, aplitas y pegmatitas, además de algún litotipo local como la Tonalita de La Piña. A la escala del BLC, resulta muy difícil la cartografía detallada de cada una de estas facies tonalíticas debido a las variaciones petrográficas, incluso a escala de afloramiento y la escasez de los mismos en muchas zonas, por lo que el criterio seguido ha sido incluirlas en una gran unidad de tonalitas con hornblenda \pm biotita, separando las facies subordinadas de cuarzo-dioritas y las leucotonalíticas y aplopegmatíticas más diferenciadas.

Las facies petrográficas distinguidas son: tonalitas con hornblenda foliadas o isótropas, tonalitas con hornblenda y biotita, tonalitas con fenocristales de hornblenda, tonalitas porfídicas subvolcánicas, leucotonalitas con biotita y moscovita, y pórfidos leucograníticos/riolíticos subvolcánicos.

Las tonalitas foliadas aparecen a lo largo de todo el borde septentrional. Se trata de facies de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda de grano medio a grueso, que presentan una penetrativa fábrica planar magmática definida por la elongación de plagioclasa y el anfíbol, que puede ser también *subsolidus* deformativa. Como ferromagnesianos contienen hornblendas verde oscuras (15-25%), que forman prismas milimétricos que a menudo definen una lineación mineral dispuesta subhorizontalmente, y raramente biotita. Texturalmente son rocas granudas, holocristalina, fanerítica, anisótropa, inequigranular, que en los tipos más deformados en estado sólido resulta ser de protomilonítica a milonítica. Como minerales principales contienen hornblenda, plagioclasa y cuarzo; como componentes accesorios opacos, apatito, circon, magnetita, esfena e ilmenita. Las tonalitas están desprovistas de feldespato-K o aparece como accesorio.

Al microscopio, el anfíbol verde-marrón pleocroico es hornblenda subidido a alotriomorfa, zonada concéntricamente y con inclusiones de plagioclasas, algún relicto de clinopiroxeno e ilmenita. La plagioclasa forma prismas de 1 a 2 milimétricos subidiomorfos a alotriomorfos con un zonado oscilatorio complejo. En las tonalitas más deformadas, tanto la hornblenda como la plagioclasa forman porfiroclastos rodeados por una foliación *subsolidus*, definida por agregados de pequeños granos de cuarzo y *ribbons* policristalinos. En sombras de presión hay agregados neoformados de epidota, clorita, esfena y opacos, habiendo en ocasiones el anfíbol recrystalizado dinámicamente. El cuarzo ha recrystalizado de forma extensa a un agregado elipsoidal de pequeños granos, rodeados por la foliación. La deformación es dúctil, no-coaxial y relativa a un cizallamiento en condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas de baja-T y los esquistos verdes. Los porfiroclastos presentan sombras de presión asimétricas que permiten establecer un sentido de cizallamiento transcurrente senestral. La alteración deutérica es común en las tonalitas, consistiendo en la cloritización de la biotita, con formación adicional de epidota y leucoxeno, la sericitización frecuentemente zonal de los núcleos de la plagioclasa y formación de parches de calcita.

Dentro de la unidad tonalítica, la facies más común del BLC está constituida por tonalitas con hornblenda de grano medio a grueso, generalmente isótropas, pero que según los sectores pueden haber desarrollado también fábricas magmáticas planares en general poco penetrativas. Estas tonalitas de facies común afloran de forma más extensa en la banda central del BLC en las Hojas de Loma de Cabrera y Santiago Rodríguez, desarrollando locales facies porfídicas de plagioclasa hacia el contacto con el complejo gabroico-ultramáfico. Se caracterizan por presentar como ferromagnesiano a un anfíbol verde oscuro de composición hornblenda, cuya abundancia modal es de un 20-30%. Texturalmente son rocas granudas, holocristalina, fanerítica, alotriomorfa inequigranular seriada, variablemente isótropa, con agregados de anfíbol marcadamente poiquilítico. Como componentes principales presentan hornblenda, plagioclasa y cuarzo (>20%); como accesorios apatito, circón, magnetita, esfena, ilmenita, clinopiroxeno, biotita, feldespato-K y opacos. En estas tonalitas, el anfíbol es hornblenda y forma grandes cristales de subidido a alotriomorfos que incluyen poiquilíticamente a granos de clinopiroxeno (raros), la plagioclasa (redondeada) e ilmenita. La plagioclasa forma prismas milimétricos y cristales más pequeños en la matriz. Los prismas son de idio a subidiomorfos, con frecuente zonado concéntrico oscilatorio, muy escasas inclusiones de pequeños anfíboles y cuarzo goticular, y alteración zonal a sericita, prenhita, albita en parches y epidota. El cuarzo aparece formando dos generaciones de cristales: grandes cristales subidiomorfos y una generación tardía de cuarzo xenomorfo e

intersticial. Los opacos forman acumulaciones en algunas tonalitas, de alteración secundaria; estas tonalitas presentan sericitización de plagioclasas, cloritización de anfíbol, sausuritización de la plagioclasa y la oxidación de opacos.

En relación cartográfica a la facies común aparecen también facies de tonalitas con hornblenda y biotita, que aparecen definiendo dominios dentro de la unidad tonalítica, magmáticamente más diferenciados. Se trata de facies de grano medio a grueso, tendentes a porfídicas, generalmente isótropas, pero que pueden haber desarrollado una ligera fábrica planar magmática y, característicamente, presentan hornblenda y biotita como ferromagnesianos. Las texturas que presentan son granudas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares tendente a porfídicas. Como minerales principales continen hornblenda, plagioclasa, cuarzo y biotita, y como accesorios apatito, circón, magnetita, esfena, xenotima, monacita, ilmenita y opacos. Como en las tonalitas con hornblenda, el anfíbol hornblenda forma grandes prismas subidiomorfos que incluyen poiquilíticamente a la plagioclasa, cuarzo, epidota, biotita e ilmenita. La biotita es roja, pleocroica, y forma agregados de láminas alargadas, asociada a la hornblenda. La plagioclasa forma grandes prismas con zonado oscilatorio y rebordes más albiticos, que incluyen anfíboles redondeados y cuarzo en gotas, así como agregados de cristales más pequeños junto al cuarzo. El cuarzo forma granos globosos mono y policristalinos de contactos frecuentemente suturados y aparece también como intersticial. Como minerales secundarios presentan agregados de epidota, clorita, esfena y opacos retrógrados, tardi y post-magmáticos.

Las facies más diferenciadas del BLC forman pequeños macizos, diques y filones de leucotonalitas y leucogranitos con biotita, leucotonalitas y leucogranitos biotítico-moscovíticos, aplitas y pegmatitas. En esta Hoja solo están representados algunos dique.

4.2.1.4. Enjambre de diques máficos y félsicos

La última unidad intrusiva en el BLC es un conjunto o enjambre de diques máficos y félsicos microgranudos, que son intrusivos tanto en las anteriores unidades del BLC como en la Fm Tireo encajante. Estos diques son especialmente abundantes en la unidad tonalítica, en la que intruyen definiendo corredores de dirección general O-E, subparalela a la elongación de la unidad tonalítica del BLC, aunque en detalle pueden variar desde una dirección N70E a N130E. Estos diques son casi invariablemente subverticales, presentando ángulos de buzamiento $>70^{\circ}$ tanto al N como al S.

A escala de afloramiento, muchos diques máficos presentan contactos rectos y netos con el encajante, que en buenos afloramientos se continúan lateralmente decenas de metros. El espesor de los diques gradúa desde pocos centímetros a varios metros, siendo generalmente de entre 0,15 y 1 m. Frecuentemente desarrollan bordes enfriados frente al encajante, pero cuando se trata de las facies más diferenciadas de tonalitas se han observado procesos de hibridación magmática entre estos magmas básicos y los granitoides ácidos, como en las orillas del Río Inaje al NO de Los Almácigos, en la Hoja de Santiago Rodríguez. Estas relaciones sugieren que parte de los diques máficos es co-magmática con, al menos, las tonalitas más diferenciadas del BLC.

El tipo petrográfico más común de dique máfico es una microdiorita hornbléndica afírica, entendiendo aquí por “microdioritas” a rocas máficas filonianas sin fenocristales y afaníticas, que contienen comúnmente hornblenda acicular y plagioclasa subidiomorfa a alotriomorfa. Estas microdioritas aparecen tanto asociadas en familias de diques subparalelos, como aisladamente o asociadas a otros tipos de diques máficos. Muy localmente se han observado fábricas fluidales paralelas al contacto de los diques. Otros tipos de diques son gabros, melanogabros y microgabros con clinopiroxeno y hornblenda, porfídicos y afíricos, gabros hornbléndicos, doleritas con clinopiroxeno en ocasiones porfídicas, y pórfidos dioríticos con plagioclasa y en ocasiones hornblenda. El clinopiroxeno presente en los tipos gabroicos o microgabroicos es un augita diopsídica, que aparece desde totalmente fresca a completamente alterada y pseudomorfizada por actinolita. El anfíbol es verde-marrón pleocroico y de composición hornblenda basáltica que, en algunos diques de textura porfídica, puede formar fenocristales milimétricos junto a la plagioclasa. La mesostasia de estos diques consiste en hornblenda acicular y granos de plagioclasa de tabular a alotriomorfa, en ocasiones definiendo texturas intergranulares. Gran parte de los diques están afectados por una pervasiva alteración estática, que reemplaza las plagioclasas a sericita y arcilla, a los ferromagnesianos por clorita y actinolita, y a los óxidos de Fe-Ti originales por leucoxeno y/o esfena, con cristalización asociada de epidota y calcita.

Los diques félsicos estudiados corresponden a rocas subvolcánicas de leucotonalitas con hornblenda y leucogranitos con hornblenda. También intruye una red de diques y filones de aplitas y pegmatitas.

Los diques subvolcánicos de leucotonalitas con hornblenda son rocas filonianas con fenocristales de hornblendas aciculares y matriz desde afanítica a microgranuda de tonos

rosados. En algunos diques subvolcánicos andesítico/dacíticos se observan las hornblendas y plagioclasas algo orientadas por fluidalidad. En estas rocas el anfíbol es verde pleocroico y forma prismas idiomorfos y agregados radiales, siendo de composición hornblenda basáltica. Los fenocristales de plagioclasa presentan maclado simple y un zonado normal u oscilatorio hacia bordes de albita. La mesostasia o matriz está compuesta por un agregado de pequeñas plagioclasas tabulares, macladas frecuentemente con ley simple, cuarzo en agregados policristalinos y opacos.

Los diques de leucotonalitas con hornblenda son rocas de textura fanerítica de grano fino, inequigranular, con fenocristales finos de hornblenda algo orientados definiendo una fluidalidad magmática. Los diques de leucogranitos con hornblenda son texturalmente holocristalinos, faneríticos, de grano fino, inequigranulares y tendentes al microporfidismo. Mineralógicamente están compuestos por hornblenda, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (microclina, sanidina) como principales, y por apatito, circón, esfena, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. En todas estas rocas filonianas se superpone una alteración en grado variable, en la que el anfíbol y los feldespatos son sericitizados y epidotizados. La clorita forma agregados sin orientar al borde del anfíbol, sobre los que también crecen granos de epidota de tipo pistachita en agregados y parches finos.

4.2.3. Batolito de Macutico

El Batolito de Macutico (BM) aflora en la mitad septentrional de la Hoja de Lamedero y entra en la esquina SE de Jicomé formando un complejo plutónico de dirección ONO-ESE, paralelo a la dirección estructural del basamento de la Cordillera Central. Como el Batolito de Loma de Cabrera, el BM está constituido por una serie heterogénea de rocas plutónicas multifásicas que no han podido ser cartografiadas en detalle, debido a la inaccesibilidad de la parte más elevada de la Cordillera Central y la ausencia de afloramientos en muchos sectores. En la Hoja de Jicomé está representado por un conjunto de tonalitas con hornblenda intruidas por doleritas y otros tipos de diques máficos, pero más al E (Hoja de Lamedero) se han reconocido rocas gabroicas y dioríticas. Las relaciones entre estos grupos composicionales son probablemente similares a las deducidas para el Batolito de Loma Cabrera.

Las tonalitas hornbléndicas son rocas granitoides de composición entre tonalítica y cuarzo-leucodiorita, de grano grueso a muy grueso, isótropas, en las que el anfíbol, hornblenda

verde, forma agregados milimétricos poiquilíticos de piroxenos tabulares. Al microscopio estas tonalitas presentan una textura holocristalina, fanerítica, granuda, inequigranular de grano grueso, isótropa, poiquilítica. Mineralógicamente están compuestas por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortopiroxeno, clinopiroxeno, como componentes principales, con apatito, circón, esfena, ilmenita, magnetita y opacos, como componentes accesorios.

Se trata de una roca ígnea granitoide, de composición global tonalítica a cuarzo-diorítica, de texturas granudas de grano grueso inequigranulares y aparentemente isótropa, sin fábricas. No obstante, la roca es una facies híbrida de mezcla de dos magmas o de asimilación de una roca gabronorítica por un intrusivo tonalítico con hornblenda. Las muestras de tonalitas estudiadas están compuestas por un agregado de plagioclasa, cuarzo y anfíbol hornblenda que incluye poiquilíticamente a prismas tabulares de piroxeno. La plagioclasa aparece formando prismas tabulares milimétricos, con un zonado oscilatorio complejo hacia rebordes albiticos, que presentan contactos reaccionales frente al piroxeno, hornblenda y cuarzo. El anfíbol verde pleocroico es una hornblenda zonada, que forma grandes poiquilocristales xenomorfos a modo de coronas en torno al piroxeno, con inclusiones redondeadas de plagioclasa, piroxeno, ilmenita y cuarzo. La hornblenda es una fase que se sitúa entre el Opx y la Pl reactivos, sugiriendo un aumento de la actividad del agua en relación a la hibridación gabro-tonalita. Las hornblendas están reemplazadas zonalmente a un agregado de clorita, epidota y sericita. El cuarzo forma grandes cristales y agregados de granos poligonales xenomorfos, incluyendo a la plagioclasa. No se observa feldespato-K. El piroxeno es fundamentalmente orto y pasa en el borde a clinopiroxeno, asociadamente con la formación de hornblenda e ilmenita. Está reemplazado a agregados microcristalinos de pinnita. Las abundantes texturas en corona reaccional y la inestabilidad de la plagioclasa presentes en estas rocas, sugieren procesos de desmezcla de magmas y/o asimilación de una roca ígnea gabroica. Como procesos de alteración secundarios se han observado sericitización, epidotización y albitización zonal de las plagioclasas; cloritización y epidotización del anfíbol; y la oxidación de ferromagnesianos y opacos

4.2.4. Intrusivos en la Fm Tireo

La Fm Tireo aparece intruida por un conjunto de diques y filones de muy variable composición y entidad, que se relacionan tanto con el cortejo filoniano del contemporáneo plutonismo tonalítico, como con el posterior magmatismo basáltico oceánico de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte. Los principales tipos petrográficos

representativos relacionados con el magmatismo tonalítico han sido descritos con el Batolito de Loma Cabrera; con relación al magmatismo basáltico posterior, intruyen diques basálticos y doleríticos con augita y plagioclasa, que se describen a continuación.

Los diques basálticos y doleríticos con augita y plagioclasa son rocas formadas por un agregado de fenocristales oscuros de piroxenos sobre una mesostasia verde clara plagioclásica, variablemente alterada. Las texturas son holocristalinas, faneríticas, subofíticas a intersectales, formadas esencialmente por fenocristales prismáticos de augita marrón, crecidos sobre una matriz de plagioclasas y opacos. Como asociación mineral principal contienen plagioclasa y clinopiroxeno (augita titanada); como accesorios opacos, magnetita y óxidos de Fe-Ti; como secundarios sericita, epidota, calcita, cuarzo, prenhita, pumpellita y clorita. Estas doleritas presentan típicamente una textura de intergranular a subofítica, en la que las augitas forman prismas idiomorfos cruzados, dispersos, unidos por plagioclasas intergranulares que también incluyen a grandes granos idiomorfos de magnetita. Se superpone una variable pero incompleta alteración/metamorfismo hidrotermal de muy baja-T, de tardi- o post-magmática, que forma minerales nuevos a expensas de los ígneos reemplazándolos pseudomórficamente. Los piroxenos resultan reemplazados por agregados de clorita y las plagioclasas por agregados de prenhita, pumpellita, sericita y epidota. El reemplazamiento está acompañado por la formación de venas y parches de epidota y cuarzo en grietas. Las condiciones metamórficas del reemplazamiento son propias de la facies de prenhita-pumpellita e implican una hidratación parcial de la roca.

4.3. Geoquímica

Para la realización del presente estudio, las muestras fueron recolectadas de forma representativa de cada unidad geológica, macizo o evento ígneo con el objetivo de su caracterización geoquímica, interpretar su entorno tectonomagmático de formación y de obtener y establecer un mejor control estratigráfico de la zona. Las muestras fueron inicialmente machacadas, cuarteadas a 250 grs y pulverizadas en un molino de ágata hasta que el 95% de la muestra pasara por la malla 150 (106 micras), en los talleres del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. El polvo fue enviado para proceder a el análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras a ACME Laboratories (Vancouver, Canada). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP (inductively coupled plasma) mediante fusión con LiBO_2 fueron: SiO_2 (0.02%), Al_2O_3 (0.03%), Fe_2O_3 (0.04%), CaO (0.01%), MgO (0.01%), Na_2O (0.01%), K_2O

(0.04%), MnO (0.01%), TiO₂ (0.01%), P₂O₅ (0.01%), Cr₂O₃ (0.001%), LOI (0.1%), C (0.01%), S (0.01%), Ba (5 ppm), Ni (30 ppm), Sc (1 ppm), Sr (10 ppm), Y (10 ppm) y Zr (10 ppm). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry) mediante fusión con LiBO₂ fueron: Ag* (0.1 ppm), As* (1 ppm), Au* (0.5 ppb), Ba (0.5 ppm), Bi* (0.1 ppm), Cd* (0.1 ppm), Co (0.5 ppm), Cs (0.1 ppm), Cu* (0.1 ppm), Ga (0.5 ppm), Hf (0.5 ppm), Hg (0.1 ppm), Mo* (0.1 ppm), Nb (0.5 ppm), Ni* (0.1 ppm), Pb* (0.1 ppm), Rb (0.5 ppm), Sb* (0.1 ppm), Se (0.5 ppm), Sn (1 ppm), Sr (0.5 ppm), Ta (0.1 ppm), Th (0.1 ppm), Tl* (0.1 ppm), U (0.1 ppm), V (5 ppm), W (0.1 ppm), Y (0.1 ppm), Zn* (1 ppm), Zr (0.5 ppm), La (0.5 ppm), Ce (0.5 ppm), Pr (0.02 ppm), Nd (0.4 ppm), Sm (0.1 ppm), Eu (0.05 ppm), Gd (0.05 ppm), Tb (0.01 ppm), Dy (0.05 ppm), Ho (0.05 ppm), Er (0.05 ppm), Tm (0.05 ppm), Yb (0.05 ppm) y Lu (0.01 ppm). (*) Los metales preciosos y metales de base fueron determinados a partir de una digestión en agua regia. El error analítico fue determinado a partir de análisis realizados en una roca patrón estándar.

En el Bloque K se distinguen 4 grandes episodios de formación de rocas volcánicas y plutónicas: el contrastado magmatismo del Cretácico Inferior, representado por la Fm Ámina al norte de La Zona de Falla de la Española y por el Complejo Duarte al sur de dicho accidente; el composicionalmente variado magmatismo de arco magmático del Cretácico Superior, representado por la Fm Tireo y el Batolito de Loma de Cabrera, con numerosas intrusiones menores; los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte; y el magmatismo Cretácico Superior más alto-Paleógeno de la Fm Magua, espacialmente limitado a la La Zona de Falla de la Española. (Fig. 4.1) En esta Hoja no están representados los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, pero sí los demás episodios.

4.3.1. Complejo Duarte

Las muestras estudiadas pertenecen a las Hojas de Monción y Diferencia y se corresponden con depósitos volcánicos de lavas e intrusiones sin-volcánicas relativamente poco o nada deformados y metamorfizados. En el estudio se han incluido también datos geoquímicos de Lapierre *et al.* (1997, 1999) e inéditos del Complejo Duarte del sector de Bonaó.

Fig.4.1

Esquema geoquímico

En las inmediaciones del Pico de El Rubio, situado en la Hoja de Diferencia, han sido reconocidos en el Complejo Duarte dos conjuntos litoestratigráficos. El conjunto inferior está compuesto por un potente tramo de principalmente picritas, basaltos picríticos ricos en Mg, ankaramitas y basaltos con olivino hacia la base, que evolucionan hacia techo a basaltos con piroxeno y plagioclasa variablemente porfídicos. Las facies de picritas, ankaramitas y cumulosos representan el 20-40% de la parte inferior del Complejo Duarte y aparecen formando el interior de las capas de lavas. Gran parte de estas facies están compuestas por rocas porfídicas muy ricas en fenocristales de milimétricos de olivino y piroxeno, tratándose de cumulosos, aunque hacia la parte superior aparecen también gabros y basaltos pobres en olivino. El conjunto superior es muy homogéneo y está constituido por basaltos gris oscuros de grano fino, masivos y afídicos. Ambos conjuntos y con el progresivo aumento de la deformación y el metamorfismo sincinemático, se transforman en metabasaltos groseramente foliados, esquistos verdes variablemente filoníticos y anfibolitas de penetrativa fábrica plano-linear blastomilonítica (anfibolitas de La Meseta).

Según el estudio geoquímico realizado en las hojas (Monción y Diferencia), los contenidos en elementos mayores, trazas y REE de las rocas del Complejo Duarte en sus dos conjuntos, inferior y superior, son propios de magmas intraplaca emitidos formando mesetas oceánicas (*plateaux*) y las excluyen de procesos de subducción. Consideradas en conjunto, sus características geoquímicas permiten relacionarlas con magmas formados en relación al ascenso de una pluma mantélica y segregados a partir de una fuente mantélica profunda con granate, más enriquecida que la de los N-MORB. El carácter entre E-MORB y OIB (OIA y OIT) es probablemente resultado de mezcla de magmas formados a diferentes profundidades y tasas de fusión.

4.3.1.1. Anfibolitas de La Meseta

Las anfibolitas de La Meseta incluyen un grupo de metabasaltos deformados y metamorfizados, que afloran a lo largo del contacto septentrional del BLC en las hojas de Monción (FC9102 y FC9103) y Santiago Rodríguez, formando parte de la aureola de contacto dinamo-térmica, y en otros puntos del Proyecto K al sur del BLC, como los basaltos de Los Cocos-Restauración, en la Hoja de Restauración (GS9780 y GS9807) y también se han incluido las muestras FC9050 y FC9051 de la Hoja de Jicomé, representadas en cartografía como Fm Tireo con metamorfismo de contacto (Esquina NO de la Hoja, en los

alrededores de El Jenjibre). Estas rocas se distinguen del Complejo Duarte *sensu str.* por su composición geoquímica, que establece un origen a partir de una diferente fuente magmática. Presentan una relación $La/Nb < 2$, próxima a 1 como los basaltos N-MORB o E-MORB, que confirma su carácter anorogénico (Gill, 1981). Composicionalmente, las anfibolitas de La Meseta presentan composiciones muy restringidas de basaltos y basaltos andesíticos ($SiO_2 = 50-54\%$), contenidos en TiO_2 entre 0,67 y 1,1% y en álcalis bajos ($K_2O + Na_2O$) entre 1,5 y 3,6%. Se trata de rocas de poco a moderadamente fraccionadas (Mg# entre 63 y 54), en las que MgO varía entre 6,5 y 9,4% (Tabla 3). Respecto a las picritas y basaltos del Complejo Duarte, estas anfibolitas presentan a similar Mg# una mayor relación $Al_2O_3/TiO_2 > 10$, que no se corresponde con procesos de fraccionación del olivino y es referible a una distinta fuente magmática. Por otra parte, estas rocas caen en el campo de los basaltos/andesitas subalcalinas y de las toleitas de arco isla, muy próximas al límite con los basaltos MORB y BABB ($Ti/V < 20$). Las anfibolitas de La Meseta presentan valores de las relaciones Th-Yb e Y-Zr propias de rocas toleíticas composiciones entre N-MORB y E-MORB (Sun y McDonough, 1989) siguiendo el *mantle array*, implicando una afinidad intraplaca y una procedencia a partir de fuentes mantélicas empobrecidas.

Las anfibolitas de La Meseta se apartan de las tendencias evolutivas del Complejo Duarte. Con el descenso en MgO se observa un ligero descenso de Fe_2O_3 , CaO, TiO_2 , álcalis, Cr y Ni, que puede ser atribuido a la fraccionación y/o acumulación de olivino, cromita, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, principalmente. Las pautas en el Zr y Ce sugieren procesos de cristalización fraccionada. A diferencia de las rocas de Complejo Duarte, las anfibolitas de La Meseta contienen generalmente cuarzo normativo (norma CIPW), con olivino e hiperstena normativa, y cromita, ilmenita, magnetita y apatito.

Los contenidos en trazas y REE de las anfibolitas de La Meseta son también distintos de los del Complejo Duarte y excluyen en su génesis la intervención de procesos de subducción. En un diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo estas rocas presentan un espectro plano similar a N-MORB (de 3-5 veces el manto primitivo; Fig. 4.2), aunque con mayor contenido en LIL y Nb-Ta. Algunas muestras presentan anomalías negativas en Pb y Th, y ligeramente más bajos en Zr y Hf. En los diagramas extendidos de REE (Fig. 4.3), las anfibolitas de La Meseta presentan un empobrecimiento sistemático en las LREE respecto a las HREE, característico de los N-MORB [$(La/Yb)_N = 0,8-1,2$], con ligeras anomalías positivas en Nb y negativa en Zr. Los valores en la relación La/Nb oscilan entre 0,7 y 0,9, algo inferiores a los de N-MORB y característicos de E-MORB y OIB.

Tabla 3

Geoquímica de Anfibolitas de La Meseta

Fig.4.2.

Diagrama multielemental

Fig.4.3.

Diagramas extendidos de REE

En resumen, las anfibolitas de La Meseta son rocas de protolito toleítico con cuarzo-normativo, anorogénicas, intraplaca y de afinidad N-MORB más o menos enriquecido (E-MORB). Estas rocas no muestran evidencias geoquímicas de procesos de subducción, por lo que deben tener alguna relación genética con el Complejo Duarte, sobre el que se sitúan estratigráficamente. En este sentido, todas las rocas resultarían de la mezcla de magmas producidos a partir de la fusión de, al menos, dos fuentes mantélicas distintas en diferentes proporciones: una empobrecida (*depleted mantle* MORB) y otra enriquecida próxima a la de los OIB. Las diferencias en los elementos incompatibles serían debidas a diferencias en la tasa de fusión. Probablemente, las anfibolitas de La Meseta son el resultado de la fusión del manto empobrecido más superficial durante el ascenso de la pluma que forma el *plateau* o meseta oceánica del Complejo Duarte o, también, de la actividad de una pluma mantélica centrada en una dorsal meso-oceánica o en sus proximidades. Alternativamente, las anfibolitas de la Meseta pueden ser un fragmento elevado tectónicamente del sustrato oceánico (Complejo vulcano-plutónico de El Aguacate en Jarabacoa).

4.3.2. Formación Tireo

Las rocas estudiadas de la Formación Tireo en este trabajo proceden de las hojas de Loma de Cabrera, Restauración, Jicomé, Santiago Rodríguez, Monción, Diferencia y Lamedero, así como datos inéditos propios de la región de Jarabacoa. Los tipos litológicos muestreados cubren toda la variabilidad composicional desde los términos básicos a los ácidos de la formación, incluyendo preferentemente muestras de lavas poco o nada porfídicas, cantos de tobas y brechas monogénicas y de diques y filones intrusivos subvolcánicos. Por otro lado, las rocas de la Fm Tireo aparecen en la zona estudiada variablemente alteradas, deformadas y metamorfizadas, encontrándose desde rocas volcánicas indeformadas que conservan tanto la mineralogía como las texturas ígneas, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas en condiciones de la facies de los subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P (corneanas anfibólicas y piroxénicas). Las alteraciones sin- y tardi-magmáticas son generalmente de tipo hidrotermal y consisten en una variable propilitización, sericitización y silicificación. Por lo tanto, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) han podido ser movilizados, debiendo ser tenido en cuenta en las interpretaciones geoquímicas.

Consideradas en conjunto, las rocas de la Fm Tireo presentan una composición de elementos mayores que gradúa desde términos de basaltos ricos en Fe, a andesitas, dacitas y riolitas fundamentalmente toleíticas, con algún basalto calco-alcalino. No obstante, existe una gran diversidad composicional dentro de las muestras procedentes de la Fm Tireo. En base a la variación en el contenido de elementos mayores y trazas, se han observado rocas composicionalmente asignables a dos series de rocas ígneas (Tabla 4): rocas relacionadas con un magmatismo de arco, y los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte de afinidad OIB, que no afloran en esta Hoja. En la serie ígnea de arco se distinguen los siguientes tipos composicionales: toleitas de arco isla (IAT) "normales"; toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; rocas de afinidad boninítica; y andesitas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina.

Gran parte de las rocas se han generado a partir de diferentes fuentes magmáticas. Las rocas relacionadas con subducción definen una variación composicional desde rocas toleíticas a calcoalcalinas y a shoshoníticas, registrando la evolución de los magmas emitidos en el arco con el tiempo. Las rocas de arco son generalmente pobres en K, con términos más diferenciados de contenidos medios en K y bajos en TiO_2 (<0,8%, generalmente). Un aumento en el V y TiO_2 con el descenso en el Mg# en las rocas menos fraccionadas sugiere una afinidad toleítica para estas rocas, aunque en las muestras más fraccionadas, el TiO_2 desciende con el Mg#, lo cual es típico de series calco-alcalinas. En los diagramas binarios se confirma la presencia de rocas de diferentes series magmáticas. (Fig. 4.4)

En resumen, las diversos grupos de series geoquímicas de rocas básicas, intermedias y ácidas identificadas en la Formación Tireo, se relacionan al magmatismo toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco magmático, incluyendo adakitas producto de la fusión de rocas básicas subducidas, y con su evolución posterior hacia magmas calco-alcalinos con un alto-K a lo largo del Cretácico Superior. Los trabajos cartográficos, litológicos, petrológicos y geoquímicos realizados en el presente Proyecto han permitido integrar el Complejo Dajabón, de Draper y Lewis (1991) dentro de la Fm Tireo, ya que se trata de un conjunto de rocas metamórficas litológica y geoquímicamente equivalente. Al igual que en la Fm Tireo, en el Complejo Dajabón se han reconocido rocas composicionalmente muy diversas en base a los contenidos de elementos mayores y trazas. Esta variabilidad puede ser agrupada en 3 series de rocas ígneas (Tabla 5): (1) rocas metabasitas y anfibolitas relacionadas con un magmatismo toleítico de arco isla primitivo

Tabla 4.
Geoquímica de la Fm Tireo

Fig.4.4.

Diagramas binarios d la Fm Tireo

Tabla 5.

Geoquímica de Complejo Dajabón

(IAT y boninitas), en el que estaría incluidas las anfibolitas de la Hoja de Jicomé, cartografiadas como Complejo Duarte; (2) rocas de composición intermedia y ácida relacionadas con un magmatismo calcoalcalino de arco más evolucionado, representadas en esta hoja por los esquistos y neises de la Fm Tireo con mayor deformación; y (3) basaltos ricos en Ti de afinidad N-MORB a E-MORB, no representados en esta hoja pero sí en la de Dajabón.

En conclusión, el Complejo Dajabón es el equivalente deformado y metamorfozido de la Fm Tireo en el sector geográfico situado al N del batolito de Loma de Cabrera y al S de la Zona de Falla de La Española. Como en la Fm Tireo, la evolución desde toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti (boniníticas) y toleitas de arco isla “normales”, a rocas andesíticas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina, debe registrar la progresiva madurez del arco con el tiempo.

4.3.3. Batolito de Loma Cabrera

En el presente proyecto y en base a los datos de campo, petrográficos y geoquímicos de elementos mayores, trazas y tierras raras, en el Batolito de Loma Cabrera (BLC) se han distinguido los siguientes grupos composicionales (Tabla 6): (1) rocas ultramáficas, principalmente piroxenitas; (2) gabros y gabronoritas; (3) dioritas y cuarzo-dioritas; (4) tonalitas con hornblenda ± biotita; (5) diques máficos sin- y tardi-magmáticos; y (6) rocas félsicas intrusivas en la Fm Tireo, relacionadas con el magmatismo del BLC.

Los diferentes miembros del BLC gradúan en contenido en SiO₂ desde un 44% en las piroxenitas hasta un 76% para algunas venas leucotonalíticas o trondhjemíticas. El contenido en SiO₂ oscila entre 44 y 52% en las rocas ultrabásicas, 48 y 61% en los gabros y gabronoritas, 51 y 63% en las dioritas y cuarzodioritas, 57 y 72% (64 de promedio) en las tonalitas, 63-68% en los diques máficos, y 55-77% en los intusivos en la Fm Tireo. El contenido en MgO de los distintos términos del BLC varía desde 36 a 0,4%. Los contenidos en TiO₂ son también bajos, siendo el promedio 0,16% en las rocas ultrabásicas, 0,56% en los gabros y gabronoritas, 0,93% en las dioritas y cuarzodioritas, 0,45% en las tonalitas, 0,52% en los diques máficos, y 0,65% en los intusivos en la Fm Tireo. La mayoría de las rocas son pobres en K₂O, clasificándose en un diagrama normativo An-Ab-Or las rocas con >10% Qtz normativo como tonalitas y algunas como trondhjemitas. Las piroxenitas caen en

Tabla 6.
Geoqímica del BLC

el campo de las peridotitas y basaltos komatiíticos; las gabro-noritas se expanden en el campo de los basaltos komatiíticos y en el de las toleitas ricas en Mg; las dioritas, cuarzo dioritas y tonalitas en los campos de las toleitas ricas en Fe y andesitas toleíticas; los diques máficos en un punto situado en el centro del diagrama; y los intrusivos en el Tiroo gradúan desde composiciones de toleitas ricas en Fe hasta riolitas toleíticas (Fig. 4.5). Los granitoides no caen en el campo calco-alcalino, sino en el de las rocas toleíticas y existe un cierto salto composicional entre estas rocas y los gabros, noritas y piroxenitas.

Las diversas litologías del BLC se sitúan en las series de bajo contenido en K, aunque los términos más diferenciados se extienden también en el campo de medio contenido en K. La composición de las rocas de la Fm Tiroo, magmáticamente relacionada, resulta ser muy similar.

El batolito se clasifica como subalcalino, al igual que las rocas de la Fm Tiroo encajante y contemporánea. Aunque las muestras parecen seguir una tendencia de diferenciación calco-alcalina, no siguen la tendencia típica de las rocas calco-alcalinas de arco, sino que caen mejor en el campo tonalítico-trondhjemítico-dacítico, alineadas siguiendo la curva de fusión de los metabasaltos. Las variaciones en los elementos mayores del BLC sugieren una secuencia evolutiva desde las rocas dioríticas a las tonalíticas más ácidas. El descenso en el TiO_2 con el MgO y SiO_2 en las rocas más fraccionadas es típico de las series calco-alcalinas.

Las diferentes rocas del BLC muestran, a grandes rasgos, una abundancia similar en los elementos incompatibles, lo que establece para todas ellas una relación genética. Las piroxenitas, gabronoritas y gabros presentan contenidos muy bajos en elementos traza y REE, debido a que estas rocas constituyen cumulos de olivino y piroxenos que no retienen a estos elementos. Las principales características de rocas dioríticas y tonalíticas son el enriquecimiento de los elementos LILE (especialmente Ba y Sr) respecto a las REE y elementos HFSE (Zr, Ti, Nb, La e Y), que suelen definir anomalías negativas más o menos marcadas, las cuales son características de magmas generados en un arco. Las anomalías positivas en Ba-Pb y negativas en Nb-Ta que presentan los granitoides del BLC son típicas de las series magmáticas del arco-isla caribeño (Donnelly *et al.*, 1990).

Fig.4.5.

Diagramas diversos del BLC

Respecto a N-MORB, las rocas del BLC presentan un enriquecimiento en los elementos LILE (Cs, Rb, Ba y Pb), K, U y Th), junto con un empobrecimiento en P y en ciertos HFSE (Nb, Ta y Ti). Estas características geoquímicas son típicas de rocas relacionadas con subducción y, dadas las similitudes en la concentración y distribución de elementos traza (y REE), gran parte de las rocas del BLC son los equivalentes intrusivos de las rocas volcánicas de la Fm Tireo en la que intruye.

En todo el conjunto de rocas gabroicas del BLC se observan diferencias en la distribución de REE que sugieren una fuente mantélica empobrecida para los magmas, y grados similares de fusión parcial.

Considerados en conjunto, los gabros y gabro-noritas presentan Mg# entre 65 y 79, Cr<1000 ppm y Ni<100 ppm, consistentes con una cierta fraccionación. Se distinguen dos grupos composicionales, en función del grado de fraccionación: Mg#>70 y Mg#<70. Basándose en la concentración de elementos incompatibles, las rocas menos fraccionadas (Mg#>70) definen un continuo con las piroxenitas. Estas presentan anomalías negativas en Th (en ocasiones), Zr y Ti y positivas en Eu, indicativa de la acumulación de plagioclasa en los gabros y gabro-noritas.

En resumen, parte de las rocas del conjunto gabroico-ultramáfico deben estar genéticamente relacionadas con el magmatismo toleítico de arco más temprano, aunque en él se incluyen también rocas probablemente más antiguas (E-MORB/OIB), o que implican a fuentes mantélicas enriquecidas en su génesis. La inexistencia de un paralelismo en la distribución de REE, las diversas rocas del conjunto no están directamente relacionadas por un simple proceso de fraccionación cristalina.

Las rocas dioríticas serían comparables a las toleitas de arco y de andesitas ricas en Mg de la Fm Tireo. Los diques máficos presentan unas características similares. Las rocas tonalíticas serían comparables a las facies dacíticas y riolíticas de la Fm Tireo, así como los pórfidos subvolcánicos y los intrusivos tonalíticos. Por otro lado, las intrusiones de venas y diques de tonalitas con hornblenda en el Complejo Duarte, son equivalentes a las facies tonalíticas del BLC y a las riolitas de la base del Subcomplejo El Yujo, del área de Jarabacoa.

Las rocas del BLC definen una tendencia evolutiva a valores altos de la relación Th/Yb con el aumento progresivo del contenido en SiO₂, desde el campo de las toleitas de arco isla a los campos de las series de arco calco-alkalina y shoshonítica, que se interpreta como registro de la progresiva fraccionación de los magmas y madurez del arco. Esta evolución es similar a la que presentan las rocas de la Fm Tireo. Las rocas del BLC caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG), definiendo una clara tendencia evolutiva con el aumento en SiO₂.

Consideradas en conjunto las características del BLC y la Fm Tireo, gran parte de las rocas ígneas que forman unidades contemporáneas, pueden relacionarse a partir de procesos de cristalización fraccionada de un magma basáltico toleítico, en una cámara magmática localizada en un nivel somero de la corteza. Dada su signatura subductiva, estos fundidos basálticos fueron generados por la fusión parcial de rocas ultrabásicas en la cuña mantélica hidratada, situada encima de una zona de subducción y bajo un arco magmático oceánico. La cristalización fraccionada en un nivel somero, daría lugar a la precipitación de cumulos piroxénicos (y más escasos peridotíticos), gabro-noritas, gabros y dioritas con Mg-hornblenda. Durante y después de la cristalización de las dioritas con hornblenda en un nivel alto de la cámara magmática, los fundidos más ricos en sílice y mientras se van diferenciando por cristalización fraccionada, son emplazados en condiciones subvolcánicas y extruidos en superficie, originando la variedad de rocas volcánicas de la Fm Tireo. Durante la diferenciación dominada por la cristalización de plagioclasa y hornblenda, estos fundidos pudieron asimilar material de las paredes de la cámara magmática y el magma residual cambiar su composición, progresivamente, mediante procesos ACF. El material asimilado probablemente fue corteza oceánica alterada de composición N-MORB y OIB (Complejo Duarte).

Sin embargo, las características geoquímicas de las tonalitas (y algunas cuarzo-dioritas), su carácter híbrido con magmas máficos, el gran volumen que suponen respecto al conjunto gabroico-ultramáfico y las relaciones de intrusividad en este conjunto “desde abajo”, sugieren que la variedad de rocas tonalíticas del BLC no representan los fundidos residuales producidos por la cristalización fraccionada de un magma básico. Estas características sí son compatibles con la fusión parcial de rocas fuente máficas, en presencia de una cantidad variable de H₂O. La fusión parcial de rocas máficas en la corteza inferior del arco magmático, bajo variable P_{H₂O}, genera fundidos de composición tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica, y

este proceso ha sido invocado para explicar la formación de los batolitos granitoides en numerosos arcos magmáticos. En el caso del BLC, la fusión de la corteza inferior del arco por *underplating basáltico*, o ascenso de las isothermas del manto por procesos tectónicos contemporáneos, explicaría la formación de estos fundidos tonalíticos, que intruyen tanto al conjunto gabroico-ultramáfico como a la Fm Tireo. La cristalización fraccionada de plagioclasa y hornblenda, predominantemente, con alguna asimilación de las rocas encajantes e hibridación con los magmas basálticos del complejo de diques máficos, daría lugar a la variedad textural de rocas tonalíticas del BLC.

5. TECTONICA

5.1. Contexto geodinámico

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991), o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Este Gran Arco de Islas comenzaría a formarse en el borde oriental del Océano Pacífico, en la Placa Farallón (Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1991), y sería alóctono hacia el ENE, respecto a las placas de Norte y Suramérica (Pindell, 1994), mientras que Meschede y Frisch (2002), postulan su origen entre las placas Norte y Suramericana, en una posición adyacente a la margen noroccidental de Suramérica. (Fig.5.1)

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, está limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne *et al.*, 1985; Masson y Scanlon, 1991;). El margen norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la Plataforma de las Bahamas (Colisión Arco-Continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro, que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991).

La subducción intraoceánica durante el Cretáceo Inferior, en los terrenos actualmente situados al Norte de la Zona de Falla de La Española, una gran zona de falla con movimientos principales de desgarre que separa los dominios de Amina-Maimón y Cordillera Central, daría lugar a la formación de un arco isla primitivo durante el Aptiano-Albiano (Draper *et al.*, 1996), así como un cambio composicional desde series N-MORB hacia series toleíticas (Lewis *et al.*, 1995)

Fig. 5.1.

Marco geodinámico

En el Cretáceo Superior, en los terrenos situados al sur de la misma zona de falla, la subducción produjo un importante magmatismo que dio lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II, representado por la Formación Tireo), y numerosas intrusiones gabrodiorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica, representada por la Formación Siete Cabezas, localizada al Este del área del Proyecto, con una edad equivalente a la de la Meseta Caribeña (Lewis *et al.*, 2002). Las rocas ígneas del segundo arco volcánico (Arco II) pertenecen a series toleíticas de arco primitivo que evolucionan con el tiempo a series calco-alcalinas, típicas de un estadio más maduro, con gran espesor de la corteza.

El margen meridional de La Española y Puerto Rico ha pasado de comportarse como una trasera de arco al comienzo del Eoceno, a constituir en la actualidad un margen activo con subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el arco de islas Circum-Caribeño (Burke *et al.*, 1978; Burke, 1988; Dolan *et al.* 1991).

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

A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con desgarres senestros, principalmente, con apertura de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad. En cambio en las Antillas Menores la actividad magmática continúa hasta la actualidad, debido a la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados (Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994)

El movimiento relativo hacia el E de la Placa Caribeña respecto a la Placa Norteamericana, se acomoda en el margen septentrional de La Española por la zona de subducción de la Fosa de Puerto Rico y por la Falla Septentrional, en una articulación en la que se conjugan la

convergencia oblicua en la primera, y los movimientos de desgarre sinistro en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998).

5.2. Tectónica de la Hoja

Toda la Hoja de Jicomé, con excepción de un pequeño sector en la esquina SO, está incluida en el Dominio de la Cordillera Central, comprendido entre la Zona de Falla de La Española, al N, y la Cuenca Trois Rivières-Peralta, al S. (Fig.5.2)

Dentro del área de este Proyecto el Dominio de la Cordillera Central ocupa una banda de 100 Km de largo por 40-50 Km de ancho. Se trata de la zona axial y más elevada de la isla, coincidiendo, aproximadamente, con el término geográfico de Cordillera Central.

Una de las características más sobresalientes del Dominio Central es la presencia de importantes cuerpos intrusivos de dimensiones variables (batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico), con manifestaciones pre, sin y postectónicas.

Además de los cuerpos intrusivos, un rasgo característico de este dominio es la presencia de importantes fallas longitudinales de dirección ONO-ESE con una componente principal de desgarre sinistro y jaladas localmente por intrusiones subvolcánicas (granitoides, doleritas y peridotitas). La más septentrional de estas fallas es La Española, situada al N de esta Hoja, en la de Dajabón; en realidad es una zona de falla (ZFE) de varios kilómetros de anchura, con gran número de fallas subparalelas. La traza axial de esta zona coincide con la Falla de Inoa (Palmer, 1979) y constituye la continuación de la conocida Falla La Española más al E. Más al S, dentro ya de esta Hoja, se extienden las fallas o zonas de falla de La Guácara y de Macutico-Burende. Ambas fallas, que atraviesan la Hoja diagonalmente, se consideran la continuación hacia el ONO de la Falla de Bonao, en sus bordes N y S, respectivamente. Existen otras fallas subparalelas menores, a NE y SO de las anteriores, y por último, en la esquina SO de esta Hoja, la Falla de San José-Restauración, que separa, a gran escala, la Formación Tireo del Grupo Trois Rivières-Peralta. Las fracturas principales tienen un buen reflejo en el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana, sobre todo en el plano de reducción al polo (Fig. 5.3 y 5.4).

La tectónica de la zona se caracteriza por una deformación en bandas según las fracturas principales de dirección ONO-ESE, antes mencionadas, y otras subparalelas. En la franja septentrional de la Hoja, representada por el Complejo Duarte y el complejo gabroico-

Fig.5.2.

Esquema estructural

Fig.5.3.

Mapa magnético de la R.Dominicana

Fig.5.4.

Mapa magnético de la Hoja

ultrabásico-tonalítico del Batolito de Loma Cabrera, estas bandas son amplias, con anchura kilométrica, con una deformación dúctil que da lugar a fábricas S-C más o menos intensas y frecuentes estructuras miloníticas, alternando con otras menos intensas, apenas filitas en las que se reconoce la estratificación y una esquistosidad regional. En el resto de la Hoja, las bandas de cizalla dúctil a dúctil-frágil son más localizadas y estrechas, circunscritas a varias decenas o centenas de metros junto a estas fracturas; fuera de estas bandas predomina una deformación por cizalla frágil que cubre, con diferente intensidad, la mayor parte del área. Se obtiene así una amplia red de fracturas que responden al modelo Riedel: ONO-ESE, NE-SO, E-O, NO-SE, y aproximadamente N-S.

Existe una banda de cizalla dúctil en el borde NE del plano que afecta al Complejo Duarte y gran parte del Batolito de Loma Cabrera. Otras bandas más estrechas, de carácter dúctil-frágil a frágil se extienden al S de la anterior, dentro de la cobertera representada por la Formación Tireo:

- N de Jicomé-Loma La Sierrecita-S de El Dajao-Esquina NO
- Falla de La Guácara
- Falla de Macutico-Burende

Las dos últimas fracturas producen una fuerte orientación/foiliación en el Batolito de Macutico de la esquina SE, que se prolonga de forma más amplia en la Hoja de Lamedero.

Las fracturas NE-SO están ampliamente repartidas por toda la Hoja, sobre todo en el borde NE, en el valle encajado del Río Mao, y continúan hacia el SO por el Río La Cidra y Arroyo La Cidrita hasta el Río Joca, en el borde centro-meridional del plano. También existen varias fracturas de esta dirección en la esquina NO (Paraje La Ginita-La Pionía-Naranjito).

Las fracturas de dirección E-O se presentan anastomosadas y adaptadas a las principales ONO-ESE repartidas por todo el plano, destacando las que limitan las Calizas de Nalga de Maco a N y S, y que parecen tener rejuegos recientes con amplia formación de coluviones.

Las fracturas NE-SO a N-S están muy repartidas pero son más abundantes y significativas en el centro de la Hoja.

5.2.1. Dominio de la Cordillera Central

En la zona estudiada, rocas pertenecientes al Dominio de la Cordillera Central aparecen incluidas en las Hojas de Dajabón, Loma de Cabrera, Restauración, Santiago Rodríguez, Jicomé, Arroyo Limón, Monción, Diferencia y Lamedero. Estas rocas aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas y sedimentarias estratificadas, carentes, aparentemente, de esquistosidad, conservando perfectamente tanto las texturas como la mineralogía ígnea original, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de los subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolitas de baja-P. Desde un punto de vista morfotectónico, destaca el abrupto relieve del Dominio de la Cordillera Central, que origina la inaccesibilidad de parte de la zona. Dicho levantamiento ha sido producido a favor de un sistema de fallas transcurrentes desde el Cretácico Superior hasta la actualidad, y que ha originado una profunda erosión en los materiales del basamento.

Desde un punto de vista estructural, en el dominio es posible distinguir de N a S tres bandas o subdominios de dirección ONO-ESE: el septentrional, no representado en esta Hoja, que incluye las rocas del Complejo Duarte menos deformado y la Fm Tireo suprayacente; el central, formado por la intrusión del Batolito de Loma de Cabrera y las anfibolitas de la aureola de contacto dinamotérmica situadas sobre el batolito y al sur del mismo; y el meridional, constituido por los afloramientos de la Fm Tireo, y la Fm Calizas de Nalga de Maco, incluyendo el macizo intrusivo de Macutico. (Ver Fig.5.2)

5.2.1.1. Fábricas y estructuras en la banda central

La banda central está constituida por el Batolito de Loma de Cabrera (BLC) y las anfibolitas de la aureola de metamorfismo de contacto dinamotérmica, situadas principalmente en su contacto intrusivo septentrional, mientras que en el sector S, a techo del batolito aparecen *roof pendants* del Complejo Duarte y la Fm Tireo, consistentes en esquistos y anfibolitas deformados heterogéneamente y corneanizados.

El BLC está constituido por una serie de rocas plutónicas multifásicas, que forman un complejo ígneo composicionalmente heterogéneo, elongado siguiendo una dirección de

ONO-ESE a O-E a lo largo de las hojas de Diferencia, Monción, Jicomé, Santiago Rodríguez, Loma de Cabrera y Dajabón, continuándose más al oeste en Haití. Las rocas plutónicas del BLC han intruido y metamorfizado dinamo-térmicamente tanto al Complejo Duarte como al conjunto de rocas volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias de la Formación Tireo encajantes.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del BLC y rocas asociadas puede ser agrupada en cuatro unidades cartográficas: (1) rocas ultramáficas; (2) gabros y dioritas; (3) tonalitas con hornblenda±biotita; y (4) un enjambre de diques máficos y félsicos, intrusivos en las anteriores unidades y en la Fm Tireo. Desde un punto de vista estructural y debido a la dificultad que a menudo presentan en su separación cartográfica, las dos primeras unidades pueden ser agrupadas en un complejo gabroico-ultramáfico.

La secuencia intrusiva general en el BLC fue establecida a partir de las relaciones de campo e indica que las rocas más antiguas son las más máficas y las más jóvenes las más ácidas. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulos ultramáficos y máficos (gabronoritas, gabros y Mg-dioritas), observándose escasas relaciones locales de intrusión de los segundos en los primeros. Las rocas dioríticas y cuarzo-dioríticas fueron las siguientes en la secuencia, siendo los tipos dioríticos en muchos casos rocas transicionales o facies de borde del complejo gabroico-ultramáfico. A continuación, intruyó un importante volumen de magma tonalítico que individualiza cartográficamente varios macizos elongados ONO-ESE del complejo gabroico-ultramáfico.

Un aspecto estructural importante del BLC es que el contacto intrusivo entre las tonalitas y el complejo gabroico-ultramáfico, consiste generalmente en una zona de deformación dúctil en estado magmático y *subsolidus* para las tonalitas, y *subsolidus* para los gabros y dioritas. Durante su emplazamiento, el magma tonalítico también excava localmente xenolitos del complejo gabroico-ultramáfico y de los metabasaltos encajantes, y lleva consigo magmas de una composición diorítica ligeramente más básica. Algunos de estos magmas fueron completamente mezclados (*magma mixing*) con la tonalita, mientras que otros fueron preservados como enclaves máficos microgranudos de formas elipsoidales.

Los diferenciados magmáticos más tardíos del magma tonalítico son más silíceos y contienen biotita como ferromagnesiano, intruyendo formando diques y venas muy

leucocráticas en el BLC. Finalmente, intruye un enjambre de diques máficos y félsicos durante, al menos, los estadios magmáticos más tardíos de la tonalita, que generalmente estaba lo suficientemente fría para que los diques máficos desarrollaran contactos netos y bordes enfriados en algunos casos, pero que en otros hibridan (*magma mingling* y *mixing*) con las tonalitas más tardías.

En el complejo gabroico-ultramáfico del BLC se han observado fábricas magmáticas y *sub-solidus* deformativas. En las rocas ultramáficas, las fábricas magmáticas consisten en un bandeo composicional de alternancia milimétrica-centimétrica de niveles ricos en olivino y piroxeno, resultado de la acumulación de cristales durante la cristalización del magma. Este bandeo aparece dispuesto subhorizontal o subvertical, en relación a la acumulación en el fondo o las paredes de la cámara magmática.

Las fábricas magmáticas en las rocas gabroicas consisten en una alternancia milimétrica-centimétrica de niveles alternativamente ricos en piroxeno y plagioclasa, formada por procesos de acumulación magmática con selección gravitacional. En los gabros se han desarrollado también fábricas cristal-plásticas deformativas S1_C, especialmente penetrativas hacia el contacto con las tonalitas con hornblenda y desarrolladas a lo largo de una banda subparalela de espesor hectométrico a kilométrico. Ejemplos de estas bandas deformadas son el borde septentrional del macizo gabroico de Loma de Guazumito - Loma de los Charamicos, situado al N de la Hoja de Jicomé y SO de Monción, o en el borde meridional de Cerro Chacuey, localizado en la Hoja de Loma de Cabrera. En estas bandas, el contacto entre el complejo gabroico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil, de dirección general O-E y ángulos de buzamiento altos y medios, tanto al N como hacia el S. A la escala de todo el BLC, las rocas gabroicas se observan deformadas por la foliación S1_C, que presenta una dirección que gradúa entre NO-SE, ONO-ESE y O-E. En las rocas más deformadas de las bandas, las rocas gabroicas son transformadas en milonitas máficas de grano fino.

Estas bandas fuertemente deformadas, también están presentes dentro del macizo intrusivo, cerca del borde meridional, al N de El Aguacate y S de La Leonor, ocupando el borde norte de la mitad oriental de la Hoja, coincidiendo con *roof pendants* de anfibolitas y esquistos de la Fm Tireo, que se disponen de forma preferente entre los intrusivos gabroicos y tonalíticos, en forma de jirones.

La deformación en estado sólido también afecta heterogéneamente a las intercalaciones de tonalitas con hornblenda presentes en las bandas, que intruyen sincinemáticamente como diques y venas de dimensiones variables, y son cizalladas hasta paralelizarse con la foliación $S1_C$ y transformadas en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino.

Las texturas presentes en los gabros deformados son desde protomiloníticas a miloníticas, con la formación de porfiroclastos de clinopiroxeno y hornblenda rodeados por una matriz cuarzo-plagioclásica recristalizada dinámicamente. Las condiciones de la deformación fueron de alta-T ya que resultan estables en la $S1_C$ la plagioclasa y el anfíbol recristalizan, indicando condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas de baja-P. En los planos de la $S1_C$ a menudo se ha desarrollado una lineación de estiramiento mineral $L1_C$, definida por la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico recristalizado y la orientación de las sombras y colas de recristalización de los porfiroclastos. La dirección de la $L1_C$ oscila entre NNO-SSE a NE-SO en todo el BLC, con ángulos de inmersión medios y altos tanto al N como al S. El sentido de cizallamiento obtenido a partir de criterios cinemáticos tales como la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos de plagioclasa, la asimetría de los pliegues definidos por venas leucotonalíticas con hornblendas centimétricas cizalladas, fábricas S-C meso y microscópicas y la oblicuidad de la fábrica interna en agregados de cuarzo policristalinos (*ribbons*), resulta ser normal en muchos de los casos. Es decir, de techo hacia el norte en las zonas de cizalla NO-SE a O-E que buzcan al norte y de techo hacia el sur en las que buzcan al sur. Sin embargo, en algunos sectores de las bandas la lineación de estiramiento mineral se dispone subhorizontal (<20° inmersión) y contenida en planos de cizalla dúctil subverticales de dirección ONO-ESE a O-E y sentido de movimiento transcurrente sinistro.

Las tonalitas presentan un desarrollo muy variable de fábricas magmáticas en el BLC. Se observan desde tipos con una fuerte fábrica plano-linear e incluso linear ($S1_C$ - $L1_C$), como la presente a lo largo de todo el borde septentrional de la unidad tonalítica central del BLC, siguiendo la alineación Partido, Los Almácigos, Piedra Blanca, El Cajuil, Jicomé (Hojas de Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia); o localmente en el borde septentrional de masas tonalíticas del borde S del batolito, o dentro del macizo gabroico-ultrabásico, en la Hoja de Jicomé (N de El Aguacate), a tipos isótropos desprovistos de cualquier orientación mineral preferente mesoscópica, como en buena parte de las facies tonalíticas con hornblenda y/o biotita, que ocupan el sector central del BLC en la Hoja de Loma de Cabrera y la mayor parte de las tonalitas presentes en esta Hoja. Las tonalitas próximas al contacto

con el complejo gabroico-ultramáfico aparecen variablemente foliadas, paralelamente al contacto y a la foliación $S1_C$ de los gabros deformados. Por lo tanto, la foliación magmática de las tonalitas se interpreta corresponde a la $S1_C$ *sub-solidus* de los gabros. En todos los casos, la foliación magmática $S1_C$ está definida en las tonalitas por una alternancia de niveles ricos en plagioclasa y hornblenda, junto con el paralelismo de las plagioclasas tabulares, y la lineación $L1_C$ contenida por la elongación de los prismas de hornblenda y agregados elipsoidales de cuarzo. En las zonas más deformadas próximas al contacto con el complejo gabroico-ultramáfico, la foliación $S1_C$ está también definida por el alineamiento y aplastamiento de los enclaves de gabros hornbléndicos y hornblenditas (procedentes de la hidratación de los gabros) inmersos en las tonalitas foliadas, así como por el paralelismo de venas y diques concordantes de leucotonalitas con hornblenda y de las aplitas más diferenciadas.

Por otro lado, las fábricas deformativas en las tonalitas con hornblenda±biotita suelen ser subparalelas a las magmáticas $S1_C$ y se interpreta registran el mismo episodio deformativo, pero ya bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya había solidificado. Estas fábricas deformativas son especialmente abundantes en todo el borde septentrional de la unidad tonalítica central del BLC y, especialmente, en su terminación SE (Hojas de Monción y Diferencia). En este último sector, las intrusiones concordantes de leucotonalitas con hornblenda en las anfibolitas de la aureola de contacto dinamo-térmica y en el Complejo Duarte encajantes al BLC, también presentan una intensa fábrica $S1_C$ *sub-solidus* planar y plano-linear de dirección NO-SE a ONO-ESE y disposición subvertical.

Estas bandas fuertemente deformadas, también están presentes dentro del macizo intrusivo, cerca del borde meridional, al N de El Aguacate y S de La Leonor, ocupando el borde norte de la mitad oriental de la Hoja, coincidiendo con *roof pendants* de anfibolitas y esquistos de la Fm Tireo, que se disponen de forma preferente entre los intrusivos gabroicos y tonalíticos, en forma de jirones; en el borde meridional de la banda, los buzamientos de la $S1_C$ son suaves al N o subhorizontales en esquistos y neises de la Fm Tireo; la lineación de estiramiento mineral, bien marcada, es subhorizontal y con dirección N-S, indicando un movimiento del bloque de techo hacia el S. En el borde norte de esta banda la foliación, hacia el contacto con los gabros, presenta una dirección general de NO-SE a O-E y ángulos de buzamiento medios y altos tanto hacia el NE como el SO. Entre las rocas más deformadas de este sector, las tonalitas son transformadas en tectonitas protomiloníticas y miloníticas de los tipos S y S-L. La lineación de estiramiento $L1_C$ en estas tonalitas cizalladas

suele presentar una dirección desde NNO-SSE a NE-SO y ángulos de cabeceo muy altos en el plano de foliación. El sentido de movimiento deducido a partir de la asimetría de micro y mesoestructuras S-C, de sombras de presión en torno a porfiroclastos de plagioclasa y hornblenda y de agregados policristalinos de cuarzo, suele ser normal y dirigido al norte. El borde meridional de la banda coincide con el contacto intrusivo de tonalitas orientadas y parcialmente foliadas.

La última unidad intrusiva en el BLC es un conjunto o enjambre de diques predominantemente máficos, de composición microdiorítica hornbléndica y afíricos, aunque también se han observado microgabros con clinopiroxeno y hornblenda, melanogabros y doleritas. Estos diques intruyen en todas las unidades intrusivas del BLC y en la Fm Tireo, presentando contactos rectos y netos con el encajante ya solidificado, incluso desarrollo de bordes enfriados. No obstante, se han observado localmente procesos de mezcla y asimilación de estos magmas básicos con las tonalitas, indicando que parte de los diques máficos son al menos co-magmáticos con los magmas más diferenciados del BLC. Las fábricas magmáticas observadas en los diques máficos son fluidales y paralelas al contacto intrusivo de los diques y las deformativas son esencialmente frágiles y limitadas a la cataclasis por rejuego de los hastiales de los filones.

Desde un punto de vista estructural, los diques máficos son importantes porque nos indican la dirección local de extensión (σ_3 , o esfuerzo principal mínimo), que se orienta perpendicularmente al plano que definen. En el BLC, estos diques son casi invariablemente subverticales, con ángulos de buzamiento $>70^\circ$ tanto hacia el norte como el sur, e indicando que la dirección de extensión fue subhorizontal. Estos diques resultan ser espacialmente abundantes en la unidad tonalítica central del BLC, definiendo corredores de orientación general subparalela a la elongación del BLC. Sin embargo, la dirección de los diques máficos varía a lo largo del BLC e indica que el σ_3 también varía localmente. En la Hoja de Jicomé, los diques máficos presentan una traza cartográfica general ONO-ESE a O-E, aunque localmente también existen diques de otras direcciones. Por lo tanto, dentro del BLC la dirección general de extensión N-S durante $D1_C$ que establecen las estructuras magmáticas y *subsolidus* deformativas del contacto entre tonalitas y el complejo gabroico-ultramáfico, sigue estando presente durante la evolución dúctil-frágil y frágil del BLC, cuando éste se encontraba ya prácticamente solidificado. Aunque presentan una gran dispersión en su orientación a escala del BLC, los diques y filones tardi-magmáticos de aplitas y pegmatitas

presentan en muchos casos una dirección subparalela a los diques máficos, e indican también una dirección $D1_C$ de extensión general N-S.

Dentro de la aureola dinamotérmica la $S1_C$ es una foliación metamórfica que contiene una lineación mineral y/o de estiramiento. La foliación está definida por la elongación planar de los prismas de hornblenda y las plagioclasas tabulares. En los sectores próximos al contacto con el BLC y en bandas intercaladas dentro de la aureola, la $S1_C$ consiste en una alternancia milimétrica-centimétrica de nivelillos ricos en anfíbol y plagioclasa, probablemente formada en protolitos algo menos básicos. La orientación ONO-ESE regional de la $S1_C$ es consistentemente paralela al contacto entre las anfibolitas y el BLC. La lineación $L1_C$ de estiramiento mineral está definida en las anfibolitas por la elongación de los prismas de hornblenda, del agregado cuarzo-plagioclásico recristalizado y la orientación de las sombras y colas de recristalización en torno a los porfiroclastos. La dirección de la $L1_C$ generalmente gradúa entre N-S a NE-SO en la aureola anfibolítica, presentando ángulos medios y bajos de inmersión en el sentido de buzamiento de la foliación, o algo oblicuamente (cabeceo $>50^\circ$), hacia el S o SO. No obstante, en el sector externo de la aureola, se han observado localmente también lineaciones de estiramiento mineral subhorizontales indicativas de un movimiento esencialmente transcurrente.

Las texturas y microestructuras presentes en las anfibolitas de la aureola dinamotérmica son desde protomiloníticas y miloníticas a blastomiloníticas, con la formación de porfiroblastos de plagioclasa y hornblenda rodeados por una matriz cuarzo-plagioclásica, recristalizada dinámicamente. La deformación es de carácter no-coaxial y tuvo lugar en una zona de cizalla dúctil de escala regional. En estas fábricas miloníticas, el sentido de cizallamiento obtenido a partir de la asimetría de indicadores cinemáticos tales como fábricas S-C meso y microscópicas, sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos de hornblenda y plagioclasa, la fábrica interna en agregados de cuarzo policristalinos (*ribbons*) procedentes de venas tonalíticas centimétricas cizalladas sincinemáticamente, resulta ser regionalmente consistente e indicativo de un movimiento normal de techo hacia el sur en la zona de cizalla en su actual posición. Por tanto, la zona de cizalla dúctil se desarrolló también con el movimiento normal o hundimiento del complejo gabroico-ultramáfico del BLC y la intrusión contemporánea de parte de las tonalitas con hornblenda; lo que está apoyado por la deformación *subsolidus* y anfibolitización, especialmente relacionadas, que presentan los gabros y el sincinematismo de las intrusiones de tonalitas, que desarrollan fábricas $S1_C$ magmáticas y *sub-solidus* deformativas paralelas a las de la aureola.

5.2.1.2. Fábricas y estructuras en la Banda Meridional

La banda meridional está constituida por los extensos afloramientos de los materiales variablemente deformados y metamorfizados de la Fm Tireo, en los que intruyen el Batolito de Macutico, tonalítico, junto a otras intrusiones menores, y los basaltos no esquistosados ni metamorfizados de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte. La banda está compartimentalizada en bloques lenticulares por varias zonas de falla de movimiento en desgarre y variable componente inversa, entre las que destacan la Falla de la Guácara, la Falla de Macutico y la Falla de San José-Restauración, que constituye su límite meridional. A su vez, cada bloque lenticular está internamente estructurado en bloques de menor orden limitados por desgarres, fallas inversas de medio y alto ángulo y cabalgamientos. La macroestructura resultante, con bloques elevados por los desgarres inversos donde se alcanzan las cotas topográficas más altas de la Cordillera Central, debe haberse formado desde el Cretácico Superior hasta la actualidad, ya que controla el relieve y el profundo encajamiento de la red fluvial, además de presentar asociada sismicidad.

En la mitad NE de la banda, la Fm Tireo ha desarrollado un gradiente heterogéneo de aumento general de la deformación dúctil y el metamorfismo desde el SO hacia el NE, hacia el sector central ocupado por el BLC. Siguiendo este gradiente, se pasa de rocas volcánicas sin esquistosidad ni metamorfismo apreciables, bien representadas en la Hoja de Restauración y Loma de Cabrera, a filitas y esquistos metamorfizados en condiciones de la facies de los subesquistos y esquistos verdes, en gran parte de las hojas de Jicomé y Diferencia. Dentro de la banda, el buzamiento general hacia el N y NE de los materiales metavolcánicos y metasedimentarios de la Fm Tireo, y la repetición cartográfica de los términos litológicos intermedios y ácidos, indica la existencia de una macroestructura consistente en un sistema de desgarres inversos y cabalgamientos imbricados, de medio-alto ángulo de buzamiento y vergencia general al S y SO. Estos cabalgamientos son estructuras dúctil-frágiles y esencialmente frágiles, cuyo estilo y cinemática es muy similar a los que deforman el Dominio de Trois Rivières-Peralta, y afectan a materiales de edades comprendidas entre Cretácico Superior y Eoceno.

En la mitad SO de la banda, la inaccesibilidad de zona y escasez de afloramientos dificultan el establecimiento de su macroestructura. Esta macroestructura parece consistir en un sistema de grandes fallas transcurrentes sinistras de importante salto en dirección, como la Falla de la Guácara y la Falla de Macutico, cuya traza está jalonada por lentejones de

peridotitas serpentinizadas y se continúa a lo largo de varias decenas de kilómetros. A escala de afloramiento, las fábricas que producen estas zonas de falla en rocas miloníticas y filoníticas son tanto dúctiles, como dúctil-fragiles y frágiles, sugiriendo una compleja historia de movimiento probablemente iniciada durante la $D1_C$. En la Hoja de Lamedero y S0 de Jicomé, las tonalitas foliadas del Batolito de Macutico forman un cuerpo lenticular muy alargado y paralelo a la traza de La Falla de la Guácara, que probablemente controló su intrusión. En hojas vecinas también afloran los basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte. De forma característica, estos basaltos no han desarrollado una deformación esquistosa y el metamorfismo que presentan es débil y relacionado con los procesos de alteración tardi-magmáticos, por lo que deben ser posteriores a la deformación dúctil $D1_C$ en el Dominio (ver después). Por encima de los basaltos se sitúan estratigráficamente los carbonatos marinos someros de la Fm Calizas de Nalga de Maco de edad Eoceno Medio-Superior.

5.2.1.3. Distribución del metamorfismo y condiciones P-T de formación

Las rocas del Dominio de la Cordillera Central fueron sometidas a dos eventos metamórficos distintos: (1) una alteración/metamorfismo hidrotermal estática previa a la deformación dúctil $S1_C$; y (2) una blastesis metamórfica sincinemática a la deformación dúctil regional $S1_C$. No obstante, debido a la gran similitud mineralógica de ambos metamorfismos y sin datos químico-composicionales de ellos, en las rocas ígneas poco o nada esquistosadas por la deformación $D1_C$ su distinción resulta en ocasiones difícil. Con el segundo tipo de metamorfismo se incluyen también las anfibolitas de la aureola de contacto dinamotérmica del BLC y las aureolas de metamorfismo de contacto desarrolladas por las intrusiones de granitoides existentes en el Dominio de la Cordillera Central.

La blastesis metamórfica hidrotermal pre- $D1_C$ está relacionada con los procesos de alteración hidrotermal tardi y post-magmáticos (alteración propilítica, espilitización, mineralizaciones de sulfuros, etc), que afectan a las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del Complejo Duarte y la Fm Tireo. Esta blastesis se caracteriza por ser estática y de tipo pseudomórfico, preservando las texturas de los protolitos ígneos. Sin embargo, la mineralogía ígnea suele estar completamente reemplazada por asociaciones minerales de baja-P. Las asociaciones minerales generadas durante este metamorfismo estático pre- $D1$ en el Complejo Duarte y la Fm Tireo son indicativas de condiciones metamórficas propias de la facies de prehnita-pumpellita y de los esquistos verdes de baja-T.

En las rocas de composición metabasáltica y metaandesítica, las asociaciones minerales formadas incluyen prenhita, pumpellita, albita, clorita, sericita, pistachita (epidota rica en Fe^{3+}) y óxidos de Fe; o actinolita, clorita, epidota, albita, carbonatos, mica blanca y titanita; que respectivamente pertenecen a las facies de los subesquistos verdes y los esquistos verdes (Evans, 1990). En las rocas metarriodacíticas y metarriolíticas se produce una asociación mineral compuesta por albita, mica blanca, biotita, sericita, prenhita, esfena, cuarzo y opacos. La edad de estos procesos de alteración y metamorfismo de baja-P se interpreta que fue contemporánea a la intrusión o extrusión de los protolitos: Cretácico Inferior en el Complejo Duarte y Cretácico Superior en la Fm Tireo.

La blastesis metamórfica dinamotérmica es de carácter esencialmente sincinemático, aunque se continúa en momentos tardicinemáticos, y está relacionada con la deformación dúctil regional $D1_C$ en todo el Dominio de la Cordillera Central. Las texturas producidas son foliadas y dependen del grado de deformación interna de las rocas. Varían desde granoblásticas y lepidoblásticas a nematoblásticas y porfiroclásticas, elongadas paralelamente a los planos $S1_C$ en las rocas relativamente menos deformadas. En las rocas más deformadas son de carácter milonítico y filonítico. Las rocas de la aureola de contacto dinamotérmica y las incluidas en los *roof pendants* del techo intrusivo del BLC, presentan texturas nematoblásticas bandeadas, neísicas y blastomiloníticas.

Las asociaciones metamórficas progradadas alcanzadas en las rocas de la aureola de contacto dinamotérmica del BLC, gradúan desde condiciones de la facies de los esquistos verdes de alta-T a las de anfibolitas de alta-T. El mayor grado metamórfico alcanzado se localiza justo adyacente al contacto intrusivo deformado con el BLC. Dentro de las anfibolitas es posible definir dos isogradas en base a la primera aparición en metabasitas de la hornblenda (isograda hornblenda-*in*) y la desaparición de la epidota (isograda epidota-*out*), aunque su cartografía resulta difícil en zonas de poco afloramiento. La aparición de hornblenda coincide con la formación de una plagioclasa más cálcica ($X_{An} > 0,14-0,16$), lo cual define el tránsito entre la facies de los esquistos verdes de alta-T y las anfibolitas con epidota (Evans, 1990). La isograda de epidota-*out* marca el tránsito entre la facies de las anfibolitas con epidota y las anfibolitas (Evans, 1990), desapareciendo dicho mineral entre 100 y 500 m del contacto intrusivo. Las asociaciones minerales con diópsido+hornblenda+plagioclasa (oligoclasa o andesina) indicativas de la facies de las anfibolitas de alta-T ($T > 550-600$ °C), aparecen localmente en las anfibolitas neísicas de los 10-50 m primeros de la aureola. Por lo tanto, la secuencia de zonas minerales es típica de un metamorfismo de baja-P/alta-T, aunque la

aparición de asociaciones minerales de la facies de las anfibolitas con epidota en rocas máficas, sugiere presiones metamórficas >3,5-4 kbar (Evans, 1990).

En el extremo NO de la Hoja de Jicomé, en el contacto de gabro-dioritas y tonalitas con la Fm Tireo se desarrollan anfibolitas hornbléndicas y hornbléndico-epidóticas de grado medio, con una fábrica planar o plano-linear, que en unos casos no se puede discernir si el metamorfismo es regional y/o de contacto, mientras que en otros la recristalización estática se superpone a la fábrica planar (FC-9028 y 9030); en el contacto, la tonalita hornbléndica está milonitizada, con una deformación dúctil que genera fábricas S-C en facies de esquistos verdes. Fuera del contacto, hacia el encajante, existen metadoleritas anfibolitizadas en facies esquistos verdes y con una deformación dúctil (FC-9050); otras muestras del encajante no tienen una deformación observable, pero presentan una alteración o metamorfismo tardimagmático también en facies de esquistos verdes (FC-9051 y 9052). En el borde NE de la Hoja y dentro de la de Diferencia, en el contacto de la Fm Tireo con tonalitas no foliadas, se han visto corneanas con minerales desorientados (actinolita-tremolita-epidota?), junto a otras en las que estos minerales están orientados con la esquistosidad principal.

Las condiciones P-T propias de la facies de los esquistos verdes se alcanzaron en un sector situado justo al sur del BLC en las hojas de Restauración, Jicomé y Diferencia. Las asociaciones minerales asociadas a la fábrica principal $S1_C$ están compuestas por albita, moscovita, clorita, (\pm) biotita, esfena, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, en las rocas composicionalmente ácidas; y por clorita, actinolita/hornblenda actinolítica, epidota, albita, mica blanca, calcita, cuarzo, esfena y óxidos Fe-Ti, en las rocas intermedias y básicas.

5.2.1.4. Interpretación de la deformación $D1_C$ en el Dominio Cordillera Central

Las características de la deformación esquistosa y metamorfismo relacionado en las rocas del Dominio de la Cordillera Central, indican la existencia de un evento deformativo regional $D1_C$ en las tres bandas o subdominios distinguidos, probablemente más moderno hacia el S y que produce en ellos estructuras sensiblemente diferentes. En la banda meridional la deformación resultó ser bastante heterogénea y asociada a un cizallamiento dúctil regional transcurrente sinistro. La intensidad del cizallamiento $D1_C$ parece aumentar groseramente hacia la banda central ocupada por el BLC. El cizallamiento regional produjo zonas de cizalla discretas de dirección ONO-ESE y buzamiento subvertical, con desarrollo asociado de bandas de rocas miloníticas y filoníticas. Estas zonas de cizalla se distribuyen en la banda

meridional del dominio definiendo un patrón cartográfico regional anastomosado, y dan lugar a una macroestructura de bloques elevados y hundidos. El interior de los bloques lentejonares está relativamente menos deformado y la macroestructura $D1_C$ en su interior consiste en un basculamiento de la serie o un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales poco apretados de dirección ONO-ESE y ejes subhorizontales. Dentro de los lentejones, el desarrollo de la $D1_C$ es muy heterogéneo aunque su penetratividad aumenta hacia los bordes. Por otro lado, los contactos litológicos entre formaciones, la traza de los pliegues cartográficos $D1_C$ y la foliación $S1_C$, son posteriormente cortadas a bajo ángulo por la tectónica dúctil-frágil y frágil de desgarres inversos y cabalgamientos dirigidos al SO que deforman el Dominio Trois Rivières-Peralta.

En la banda central del dominio, la aparición de rocas anfibólicas de mayor-T en la aureola de contacto dinamotérmica, está estrechamente relacionada con la formación en ellas de una penetrativa fábrica plano-linear $S1_C-L1_C$, la deformación a alta-T del complejo gabroico-ultramáfico y el emplazamiento y deformación de las tonalitas con hornblenda. Por lo tanto, el límite entre de las rocas de la secuencia plutónica del BLC y las rocas encajantes del Complejo Duarte y la Fm Tireo, es un contacto intrusivo deformado por una zona de cizalla dúctil de alta-T durante $D1_C$.

Los afloramientos de anfibolitas de los *roof pendants* del BLC también suelen constituir zonas de cizalla en las que también se localizan contactos intrusivos deformados con el complejo gabroico-ultramáfico e intruyen sincinemáticamente las tonalitas con hornblenda del BLC. Estas zonas de cizalla de dirección general O-E a ONO-ESE, a la vez que producían pliegues y esquistosidad regionales ($D1_C-S1_C$), serían aprovechadas por las intrusiones sucesivas (básicas-ultrabásicas y tonalíticas). Los contactos del encajante con el complejo gabroico-ultramáfico caliente y el aporte adventivo de calor por el magma tonalítico, desarrollarían las aureolas de contacto dinamotérmicas y las secuencias metamórficas.

A la vista de las cartografías disponibles, las intrusiones básicas-ultrabásicas biselan y laminan las estructuras del encajante, mientras que las tonalitas llegan a cortarlas claramente, aunque en ambos casos también llegan a tener fábricas deformativas parecidas a las del encajante.

De forma relacionada, en el BLC y en la aureola de contacto dinamotérmica, así como en el Complejo Duarte y la Fm Tireo encajantes, intruye un enjambre de diques máficos

subverticales y cuyo quimismo está también relacionado con procesos de subducción. Aunque la dirección de estos diques experimenta giros a la escala del BLC y localmente puede ser muy variable, en conjunto indican una dirección de extensión general N-S durante su emplazamiento, como el sistema de zonas de cizalla dúctil normales, y establecen que el régimen de esfuerzo $D1_C$ prevalece incluso cuando el batolito había casi completamente solidificado. Las zonas de falla normales y transcurrentes subparalelas a la aureola dinamo-térmica sugieren que la deformación $D1_C$ continúa también algo posteriormente en condiciones ya eminentemente frágiles.

Todo este conjunto de procesos deformativos, metamórficos y magmáticos que afectan a los diferentes sectores del Dominio de la Cordillera Central, pueden ser entendidos si la deformación $D1_C$ consistió en un régimen tectónico transcurrente regional de dirección ONO-ESE y sentido senestro, producido por un acortamiento subhorizontal de dirección O-E (σ_1) y una extensión subhorizontal N-S (σ_3). El esfuerzo σ_3 sería subvertical en los sectores sometidos localmente a extensión. El cizallamiento senestro de gran escala $D1_C$ fue muy heterogéneo, produjo una foliación subvertical $S1_C$ y una lineación $L1_C$ subhorizontal que llega a ser subparalela a los ejes de los pliegues $D1_C$, así como en las zonas más deformadas rocas miloníticas y filoníticas. En estas rocas más deformadas, el sentido de cizallamiento sinistro está indicado por análisis de zonas de cizalla y fallas antitéticas a escala de afloramiento, la rotación de estructuras y diques incluidas en la zona de cizalla hacia su paralelismo, y la asimetría de fábricas S-C mesoscópicas. Sometido todo el Dominio de la Cordillera Central a un régimen transpresivo sinistro, es posible la coexistencia en su interior de zonas sometidas a compresión y extensión. Dentro del sistema, las zonas de cizalla y fallas subverticales antitéticas y sintéticas al movimiento sinistro general, acomodarían la deformación en las zonas de compresión, y las zonas de cizalla y fallas normales de dirección O-E se formarían en las zonas de extensión, controlando la intrusión de los magmas tonalíticos y el enjambre de diques máficos.

Las zonas de charnela de los pliegues $D1$ pudieron ser rotadas hacia el paralelismo con la dirección ONO-ESE a NO-SE durante el cizallamiento progresivo, o nuclearse ya los ejes con esta orientación desde el principio. Las grandes zonas de cizalla subverticales ONO-ESE sinistral y, menos frecuentes, NNO-SSE dextrales, que caracterizan el sector meridional del dominio, se corresponderían a las zonas de cizalla antitéticas P y sintéticas X del sistema de desgarramiento, respectivamente. Aunque la intensidad de la deformación aumenta hacia la banda central del Dominio, ocupada por el BLC, es posible que en detalle existan

zonas de cizalla subverticales dispuestas cartográficamente en relevo compresivo y extensivo, que controlaron la formación y evolución de la macroestructura.

5.2.1.5. El problema de las anfibolitas de La Meseta y de El Aguacate

Las anfibolitas de La Meseta, localizadas varios kilómetros al NE de esta Hoja, en la Hoja de Monción, que han sido cartografiadas como parte del Complejo Duarte, pertenecen a series N-MORB a E-MORB que deben haberse formado por ascenso de una "pluma" a partir de la fusión del manto superior empobrecido, con distinta fuente magmática que el Complejo Duarte *sensu str.* (basaltos de intraplaca OIB). Sobre ellas reposan directamente, en diversos puntos, metavolcanitas ácidas de la Fm Tireo.

Por otra parte, por criterios geoquímicos, en las anfibolitas de La Meseta se han incluido las muestras FC9050 y FC9051 de la Hoja de Jicomé, representadas en cartografía como Fm Tireo con metamorfismo de contacto (Esquina NO de la Hoja, en los alrededores de El Jenjibre).

En la esquina NE de la Hoja de Jicomé, al N de El Aguacate y S de La Leonor, existen afloramientos de anfibolitas semejantes a las de Monción (de La Meseta), de aspecto y petrológicamente, y en posición parecida pero en el borde S del BLC, con algunos afloramientos como *roof pendants* en gabros. Estas anfibolitas tienen un registro geoquímico de IAT y boninitas-IAT, asignándose por este criterio a la Fm Tireo (Complejo Dajabón), aunque en cartografía se han incluido en el Complejo Duarte.

Por otra parte, la Fm Tireo tiene series geoquímicas IAT y boninitas tipo I, IAT-CC y CC, casi semejantes a las de la Fm Ámina (boninitas- IAT-CC) y algo más evolucionadas. (Ver Hoja de Monción). Ahora bien, si en la Fm Ámina predominan las series IAT con bajo Ti y boninitas, en la Fm Tireo predominan las rocas calcoalcalinas de arco (Arc-CC), mientras que las rocas del antiguo Complejo Dajabón y equivalentes, se reparten entre IAT, boninitas y calcoalcalinas, casi a partes iguales.

Todos estos datos apuntan la posibilidad de una secuencia continua, más moderna hacia el S, entre el Arco I (Fm Ámina-Maimón y Fm Los Ranchos) y el Arco II (Fm Tireo), dislocada y enmascarada por el metamorfismo y la deformación, especialmente por la Zona de Falla de La Española. Esta secuencia sería congruente con la vergencia al S de las estructuras de la Fm Ámina-Maimón, lo que supondría una uniformidad en la polaridad magmática y tectónica

entre los dominios Ámina-Maimón y de la Cordillera Central. A su vez, estaría apoyada por el gradiente de edades entre la Fm Ámina-Maimón, el Complejo Dajabón y la Fm Tireo (Cretácico Inferior, Albiano-Cenomaniano, Senoniano) respectivamente más modernas de N a S.

5.2.1.6. Edad de la deformación D1_C

La edad de la deformación D1_C en el dominio de la Cordillera Central debe ser compatible con los siguientes procesos:

La mayoría de los macizos intrusivos son cuerpos alargados con las estructuras regionales, ligados al magmatismo de arcos-isla oceánicos, sin relación con la corteza continental, denominados como granitos de tipo *M* (Chappell y White, 1974; White *et al.*, 1999), e intruidos a favor de cizallas producidas por la tectónica traspresiva ligada a fenómenos de subducción.

La deformación del complejo gabroico-ultramáfico y la intrusión sincinemática de las tonalitas con hornblenda, posteriores en la secuencia magmática del BLC, son la causa de la formación de la aureola de metamorfismo dinamotérmico, lo que supone una interrelación entre la deformación, el metamorfismo y los cuerpos intrusivos.

Las rocas más jóvenes claramente afectadas por la deformación D1_C son las de la Fm Tireo, cuyos datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos indican una petrogénesis en un contexto de arco magmático. La edad de la Formación ha sido establecida en base al contenido de foraminíferos en calizas intercaladas como Cretácico Superior en sentido amplio (Bowin, 1966; Boisson, 1987; Lewis *et al.*, 1991). Más precisas son las edades Albiano a Cenomaniano Superior obtenidas por Montgomery y Pessagno (1999) en niveles de chert intercalados en el Complejo Dajabón, o la edad de 91.3 ± 2.1 Ma (Cenomaniano o límite Cenomaniano-Turoniano) obtenida en el marco del presente Proyecto por el método U-Pb en circones, procedentes de riolitas, y de 91.8 ± 2.3 Ma (Cenomaniano-Turoniano) por Ar-Ar en hornblenda de dacitas porfídicas del Complejo Dajabón, en la hoja de igual nombre. También se han obtenido edades Senoniano en lutitas y calizas dentro (posiblemente a techo) de la Fm Tireo, en la Hoja de Loma de Cabrera, y de 69.5 ± 0.7 (Maastrichtiano) por Ar-Ar en andesitas de la misma formación en la Hoja de Arroyo Limón; ambas durante la realización de este Proyecto. Existe pues, una secuencia en el conjunto de la Fm Tireo

(incluido el Complejo Dajabón), de N a S de más antiguo a más moderno. También, a grandes rasgos, existe un gradiente deformativo que disminuye de N a S.

Existe una secuencia magmática general más moderna hacia el S. Las intrusiones básicas del borde septentrional del Dominio de la Cordillera Central tienen edades del Cretácico Inferior. Existen también algunos macizos tonalíticos en la vertiente septentrional de la Cordillera Central, a nivel de la isla, con edades de 103 (Batolito de Limbé, Bellon *et al.*, 1985) y 98 Ma (El Río, JICA, 1984). Feigenson (1978) obtiene edades Rb-Sr entre 92 y 88 Ma para las tonalitas del BLC. En esta misma Hoja y en este Proyecto se ha obtenido edades de 101 ± 2.2 Ma en tonalitas foliadas, y 88 ± 2.5 Ma en tonalitas isótropas, ambas por el método de Ar-Ar. Las tonalitas foliadas intruidas sincinemáticamente en la aureola de contacto dinamotérmica (Hoja de Diferencia), han proporcionado una edad U-Pb en circones de 87.9 ± 1.0 Ma (límite Coniaciano-Santoniano), mientras que tonalitas foliadas del Batolito de Macutico ofrecen una edad Ar-Ar en hornblenda de 75 ± 1.8 Ma, en la Hoja de Jicomé. Los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte no están esquistosados ni intruidos por diques de tonalitas con hornblenda, disponiéndose estratigráficamente sobre la Fm Tireo. Aunque no están todavía datados, por sus características geoquímicas de *ocean island basalts* son comparables a la parte alta de la Fm Dumisseau de Haití (Campaniano; Maurrasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988) bajo calizas Campaniano Superior a Maastrichtiano y, quizás, también comparables a la Fm Siete Cabezas de Bonaó (69.0-68.5 Ma; Sinton *et al.*, 1998). La Fm Calizas de Nalga de Maco se sitúa sobre estos basaltos OIB y han proporcionado una edad Eoceno Medio-Superior. Existe pues, a grandes rasgos, una secuencia magmática más moderna hacia el S.

En resumen, la deformación D1_c que sometió al Dominio de la Cordillera Central bajo un cizallamiento regional transcurrente sinistro, debió iniciarse en el Cretácico Inferior, prolongándose hasta el Santoniano (Campaniano y posiblemente Maastrichtiano).

6. GEOMORFOLOGÍA

6.1. Análisis geomorfológico

En el presente apartado se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, cuya representación aparece plasmada en el Mapa Geomorfológico a escala 1:100.000 de Diferencia (5973), atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales) se trata en el apartado correspondiente a la estratigrafía de los materiales cuaternarios.

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

6.1.1. Estudio morfoestructural

La totalidad de la Hoja pertenece a la Cordillera Central, unidad morfoestructural de rango mayor.

La Cordillera Central es el principal sistema montañoso de la isla y puede considerarse constituida por un macizo central y tres ramas principales. La Hoja de Jicomé comprende relieves pertenecientes al denominado Macizo del Noroeste (De La Fuente, 1976). Sin embargo, en el ámbito de la Hoja, esta zona de la Cordillera Central ha sido arrasada en al menos una ocasión, afectada por procesos de peniplanización, se crearon amplias superficies de erosión, hoy completamente degradadas o en un estado muy avanzado de degradación.

6.1.1.1. Formas estructurales

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

Las formas estructurales aparecen bien representadas en las zonas donde afloran materiales sedimentarios con diferentes respuestas a la erosión diferencial. En el caso de la Hoja de Jicomé los relieves estructurales aparecen desarrollados sobre las Calizas de Nalga de Maco. Las superficies estructurales aparecen ampliamente desarrolladas en relación con estas estructuras, preferentemente en su zona alta, y están definidas por la existencia de superficies regulares controladas por la existencia en el subsuelo de una capa dura, competente, en este caso calizas. En ocasiones la caliza llega a aflorar aunque es más frecuente que exista un recubrimiento edáfico o restos de capas menos competentes sobrepuestas.

Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos mostrando escarpes estructurales más o menos importantes. Estos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma pudiendo aparecer de forma individualizada. En la cartografía se han diferenciado atendiendo a su tamaño, inferior o superior a 25 m.

En la Cordillera Central aparecen diversas morfologías relacionadas con el trazado de fallas, algunas con expresión morfológica clara. Corresponden a fallas normales y desgarres; algunos de éstos parecen responder al rejuego de fallas inversas. En ocasiones, la presencia de rasgos morfológicos parece estar condicionada por una falla, sin que se tenga la total certeza de su existencia; en otras, las fallas parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos, habiéndose representado en ambos casos como fallas supuestas.

Otras formas estructurales derivadas de la diferente respuesta de la litología a los agentes externos se relacionan con la existencia de diques o variaciones composicionales o de

alteración de masas rocosas que al ser sometidos a erosión diferencial configuran crestas y barras rocosas.

Merece especial atención la alineación de formas estructurales siguiendo una dirección NNO-SSE y que aparece afectando la esquina SE de la Hoja. Estas están desarrolladas sobre rocas ígneas granudas, en especial tonalitas orientadas, y dicha orientación ha quedado traducida en las formas.

6.1.2. Estudio del modelado

El modelado de la Cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos geodinámicos internos (ígneos y tectónicos) acaecidos a lo largo del periodo Cretácico-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y poligénico.

6.1.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Central, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, sino en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. También existen pequeños a medianos deslizamientos con cicatrices de despegue producidas por movimientos en masa.

6.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

La red de drenaje puede ser clasificada basándose en la densidad de corrientes, textura y forma, factores todos ellos deducibles a partir de fotointerpretación, aplicando la clasificación de Way. Los terrenos de la Cordillera Central presentan una densidad de drenaje fina a media, con una textura de drenaje de tipo dendrítico.

Las fluviales son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. Los fondos de valle son escasos, aunque aparecen representados en la Cordillera Central. No puede descartarse que algunos de ellos puedan asimilarse a dambos

Clark *et al.* (2002). Los dambos son depresiones alargadas en áreas de cabecera sin canal neto, inundadas estacionalmente y recubiertas de vegetación herbácea.

Se han identificado niveles de terrazas aunque su tamaño y distribución, así como la escala de trabajo ha dificultado su representación cartográfica, obligando a agruparlas en un único conjunto con los *fondos de valle*.

Entre las formas erosivas se han reconocido: barrancos de incisión lineal, y aristas divisorias. Estas formas son las más ampliamente representadas de la zona, produciéndose sus efectos más notorios en el dominio montañoso. El proceso erosivo ha dado lugar a: gargantas y cañones, rápidos y cascadas, aristas, que poseen una notable representación, y cárcavas, poco frecuentes debido a la elevada proporción de materiales competentes, pudiendo aparecer aisladas o en áreas acarcavadas, habiéndose conservado en algunas ocasiones su cabecera.

6.1.2.3. Formas por meteorización química

A pesar de no producir formas, deben destacarse los procesos de meteorización química generadores de alteraciones rojizas, sobre todo en los materiales volcánicos y volcanosedimentarios de la Formación Tireo, pero también en el Complejo Duarte y en el Batolito de Loma Cabrera. Existen amplias zonas con una potente alteración arcillosa de color rojizo que se extienden por toda la Hoja, ocupando preferentemente partes elevadas y parcialmente enrasadas a diferentes cotas. En el plano solo se han diferenciado aquellas zonas donde la alteración es más intensa, en las que es difícil apreciar las estructuras propias de las rocas; una alteración menos intensa, con coloración pardo-amarillenta, está mas ampliamente extendida, sobre todo por una amplia banda central y SE de la Hoja, que afecta de forma casi generalizada a la Formación Tireo. El espesor alcanzado por la alteración más intensa es difícil de precisar, debido a su irregularidad, pero por lo general supera varias decenas de metros, pudiendo alcanzar, localmente, el centenar de metros. El fenómeno de alteración laterítica observado se limita a la fase de argilitización, sin llegar a la formación de costras ferruginosas.

En la región del Caribe existe un clima húmedo propicio para la formación de lateritas en el Mioceno Medio; este periodo coincide con la formación de bauxitas kársticas en Jamaica, Haití y República Dominicana (Bárdossy y Aleva, 1990). Según estos mismos autores, tras

un periodo con descenso de las temperaturas, se implanta un nuevo episodio de laterización en el Plioceno Superior. También el clima tropical o subtropical actual favorece la alteración laterítica. Por otra parte, Haldemann *et al.* (1979) proponen un acontecimiento laterítico continuo, de forma prevaleciente, desde el Mioceno al Pleistoceno, para la formación de los yacimientos lateríticos de Ni en la República Dominicana.

La datación del fenómeno de laterización es difícil, y normalmente se hace de forma estimada por geomorfología. Se sabe que la alteración afecta a materiales del Cretácico Superior o más antiguos y localizados en cotas superiores a 500m, lo que parece indicar que a cotas inferiores ha sido completamente erosionada. Por otra parte, no se ha encontrado laterización bajo recubrimientos como Bulla o Cercado, por lo que la alteración debe ser más reciente que Mioceno Inferior. La característica de altitud parece estar en relación con la fuerte elevación de la isla en épocas recientes, a partir del Mioceno, al menos en este sector de la isla.

Las formas por meteorización química, propiamente dichas, aparecen relacionadas con dos litologías, principalmente; por un lado las formas de origen kárstico que aparecen en el macizo calizo de la Loma Nalga de Maco y por otro los berrocales desarrollados sobre las tonalitas del Batolito de Loma de Cabrera, y muy localmente sobre rocas graníticas del Batolito de Macutico.

En las zonas calizas son frecuentes las dolinas aparecen, con preferencia, en las zonas más elevadas de las sierras y en los bordes, sobre fracturas. Las dolinas en embudo o con fondo plano, muestran en planta formas redondeadas o elipsoidales, cuyo eje mayor posee dimensiones de orden decamétrico; en ocasiones se agrupan dando lugar a campos de pequeñas dolinas. Existen también cuevas y simas.

En las rocas tonalíticas aparecen fenómenos locales de arenización.

6.1.2.4. Formas poligénicas

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

Es innegable la existencia en la hoja de retazos de superficies de erosión, ya que en ocasiones pueden observarse los materiales geológicos, especialmente los que presentan estratificación, completamente biselados. Sin embargo estas superficies de erosión son macroformas completamente degradadas y con nula representación cartográfica en los sectores central y meridional de la Hoja. Solo en el borde norte se han podido representar diversos retazos.

La variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos es también incuestionable, aunque el origen de dicha variabilidad no lo sea tanto. Esto puede deberse a distintas circunstancias que probablemente puedan haberse combinado: existencia de más de una superficie, deformaciones tectónicas posteriores a la elaboración de la/las superficies (fracturas, basculamientos), desniveles previos importantes (existencia de un paleorrelieve) y evidentemente retoques erosivos posteriores.

Uno de los rasgos más característicos de la zona de estudio es la frecuente presencia de un manto de alteración que ha sido prácticamente desmantelado en diversas áreas, mientras que en otras puede todavía reconocerse. Este rasgo hace sospechar que las superficies de erosión que hemos considerado anteriormente puedan ser asimilables a lo que en la literatura se conoce como formas de corrosión química; en este caso “llanuras de corrosión química” grabadas (del inglés *etchplains*) (Twidale, 1989; Vidal *et al.*, 1998), especialmente aquellas que afectan a un sustrato de origen ígneo. Una llanura grabada es una superficie de erosión formada primeramente por una profunda intemperización o alteración, y posteriormente retrabajada por la erosión, que habría evacuado el total o parte del material alterado para formar una superficie a un nivel inferior.

6.2. Evolución e historia geomorfológica

La práctica totalidad de la Hoja de Jicomé está representada por materiales del Cretácico Superior y Terciario, cuya morfología se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de la historia geológica de la isla: la primera durante el Mioceno, tras la colisión arco-continente entre La Española y las Bahamas, cuando la deformación subsecuente, generalmente trasversiva, estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando la incisión fluvial fue configurando la geometría actual.

Los márgenes septentrionales de la Cordillera Central muestran diversas superficies de erosión que afectan amplias zonas de la Hoja. Existe una cierta variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos de esas superficies, por lo que no puede afirmarse, a ciencia cierta, que se trate de una única superficie; a pesar de todo algunos de estos retazos pueden correlacionarse con la superficie de erosión del Alto del Roblito en la vecina hoja de Mao, una de las mejor conservadas y que puede datarse entre el Oligoceno y el Mioceno. En el margen meridional de la Cordillera Central también se identifican superficies de erosión que si bien quedan fuera del ámbito de la Hoja, aparecen en la vecina de Restauración y que podrían tener una edad similar.

Estas superficies de erosión, una vez exhumadas, sirvieron de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial actual, con toda probabilidad a lo largo de todo el Cuaternario. No se conoce con precisión la fecha de inicio de esta incisión, aunque es, sin duda, posterior a la deposición de la serie neógena que aparece más al norte en la vecina Hoja de Mao; momento que debe situarse a finales del Plioceno.

Es evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad. Durante este periodo se generan los relieves estructurales por erosión diferencial de la serie neógena. A partir del Plioceno, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes erosiones en la zona montañosa, donde el encajamiento ha sido simultáneo con la argilización de los materiales volcánicos y sedimentarios, la arenización de los cuerpos intrusivos, el retroceso de las vertientes con desarrollo de coluvionamientos y de movimientos en masa, así como con cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos.

El encajamiento es más acusado en el borde S, con acción remontante de la Cuenca del Río Joca sobre la del Río Mao. En el Arroyo La Cidrita, cerca de su confluencia con el Río La Cidra, se han observado bloques y cantos de alternancias de pizarras y calizas en finos niveles centimétricos. Estas rocas pudieran pertenecer a la Formación Tireo, pero no se han visto en las inmediaciones. Más bien parecen corresponder a la Formación Trois Rivieres que aflora varios kilómetros al S, en la Cuenca del Río Joca, que ejerce una acción erosiva, remontante, sobre la Cuenca del Río La Cidra (afluente del Río Mao), lo que explicaría la presencia de estos bloques y cantos, que aflorarían anteriormente en esta cuenca.

La región, afectada por la tectónica alpina y con importantes relieves, presenta velocidades de denudación muy elevadas y, por consiguiente, la meteorización no puede profundizar. Esta situación no favorece la acumulación de materiales y de aquí la escasez de formaciones superficiales.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la isla comenzó en un dominio intraoceánico sobre un basamento de rocas básicas y ultrabásicas (Complejo Duarte) de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Placa Proto-Caribeña). La posición original de esta placa, donde se generó el primitivo arco isla, estaría situada en el borde oriental del Océano Pacífico, en la Placa Farallón (Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1991), o entre las placas Norte y Suramericana (Meschede y Frisch, 2002). Esta placa se habría desplazado progresivamente hacia el ENE, con relación a las placas de Norte y Sudamérica (Pindell, 1994).

Una subducción intraoceánica durante el Cretácico Inferior en los terrenos situados al N de la Zona de Falla de La Española (no representados en esta Hoja), daría lugar en un principio a la formación de un arco isla primitivo, representado por la Formación Ámina-Maimón, y más al E del área de este Proyecto también por la Formación Los Ranchos (Kesler *et al.*, 1991 a, b). Se trata de series volcánicas y vulcanosedimentarias correspondientes a un volcanismo bimodal, básico-intermedio y ácido, de afinidad toleítica, con mineralizaciones asociadas de sulfuros con leyes en Au locales (Pueblo Viejo, Cerro Verde).

Todos estos materiales fueron deformados en una etapa pre-Albiano con desarrollo de pliegues muy variados, desde isoclinales, normalmente rotos y traspuestos, a pliegues suaves y abiertos, según los dominios o subdominios, y una esquistosidad regional planar o plano-linear, con fábricas locales S-C filoníticas a miloníticas, producidas por importantes bandas de cizalla dúctil a dúctil-frágil.

Al S de la Zona de Falla de La Española, durante el Cretácico Superior, en relación con los procesos de subducción se produce un importante magmatismo que da lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II ó Formación Tireo) y numerosas intrusiones gabro-diorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica (Lewis *et al.*, 2002). Este volcanismo también es bimodal, de afinidad toleítica que evoluciona a calcoalcalina, con predominio de series volcánicas o vulcanosedimentarias, según sectores, y mineralizaciones locales de sulfuros con leyes en Au (Restauración, El Yujo). Coincidiendo con el volcanismo y prolongándose en el tiempo, se producen intrusiones subvolcánicas en forma de domos así como la intrusión de importantes macizos o plutones, siendo el más importante el Batolito de Loma Cabrera.

En el límite S del Dominio de la Cordillera Central, a la vez que se depositan series vulcanosedimentarias más al N, aquí se están erosionando y depositándose en una cuenca más al S (Cuenca o Dominio Trois Rivieres-Peralta), en su mayor parte como depósitos turbidíticos.

La deformación que afecta a este nuevo arco volcánico (Formación Tireo) y a la Formación Trois Rivieres consiste en pliegues variados; pliegues abiertos, asimétricos, de plano axial subvertical o con fuertes buzamientos al N, y pliegues de geometría *chevron*. Ambos tipos de pliegues parecen deberse a un régimen traspresivo de cizalla sinistra, que se manifiesta también en corredores estrechos ligados a fracturas importantes, de carácter dúctil-frágil, y un desarrollo más amplio, casi general, de carácter frágil.

Estos procesos terminan al final del Cretácico Superior-Eoceno Inferior con la llegada a la zona de subducción del margen continental norteamericano, representado por la Plataforma Carbonatada de Bahamas (Dolan *et al.*,1991,1998; Pérez-Estaún *et al.*,2002) y la consiguiente colisión.

A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con desgarres senestros, principalmente, con apertura y/o desarrollo de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad. En el Eoceno Medio y probablemente hasta el Mioceno, en el borde N de la cuenca tienen lugar el depósito de calizas arrecifales (Nalga de Maco), tanto sobre materiales de la Formación Tireo como de la Formación Trois Rivieres, bien como barras litorales o formando parte de una plataforma mucho más extensa que continuaría hacia el S.

En el Mioceno Superior tiene lugar la elevación importante de la Cordillera Central, hecho que debió iniciarse en épocas anteriores, con la implantación de una red fluvial cada vez más importante, así como una alteración arcillosa-rojiza, posiblemente laterítica, ligada al clima húmedo tropical.

La elevación de la Cordillera Central coincidiría con el rejuego de fracturas importantes, rejuego que se mantiene hasta la actualidad con la formación de importantes coluviones de derrubios. También sería la causa del encajamiento progresivo de la red fluvial y los importantes depósitos cuaternarios en las cuencas medias y bajas de los ríos principales.

8. GEOLOGÍA ECONÓMICA

8.1. Hidrología-hidrogeología

8.1.1 Hidrología

La peculiar situación de esta Hoja, en el eje de la Cordillera Central, condiciona su climatología: temperatura media de 25° C, pluviosidad superior a 1500 mm y evapotranspiración menor de 1700 mm. Con respecto al clima húmedo tropical de la mayor parte de la isla, estos valores suponen un descenso en la temperatura y evapotranspiración, manteniendo e incluso aumentando la pluviosidad.

La mayor parte del área corresponde a la Cuenca del Río Mao, regulada en gran medida por el Embalse de Monción.

La zona está muy recubierta de vegetación, en gran parte repoblada y mantenida, por lo que la circulación principal corresponde a interflujo y escorrentía subterránea que alimenta a los numerosos ríos y arroyos de la región.

8.1.2. Hidrogeología

Esta Hoja ofrece pocas posibilidades desde el punto de vista hidrogeológico. La mayor parte de ella está ocupada por materiales de permeabilidad baja o muy baja.

El principal acuífero lo constituyen las Calizas de Nalga de Maco con alta permeabilidad por fisuración-disolución, aunque en su mayor parte se encuentran “colgadas” y por tanto drenadas. A estas calizas hay que unir los coluviones que las rodean, con permeabilidad media-alta. Además, las calizas están limitadas a N y S por sendas fallas importantes que constituyen las principales vías de drenaje, como lo demuestra la existencia de pequeñas dolinas en embudo localizadas en ellas y, por tanto, constituyen también los lugares idóneos de captación en profundidad.

Del resto de formaciones sólo las rocas intrusivas del borde septentrional, aunque con permeabilidad media-baja, ofrecen posibilidades locales de captación de aguas

subterráneas, debido a la alteración superficial y la importante fracturación que soportan. Serían posibilidades muy locales y de poca importancia, para riego de algunos huertos familiares y suministro de los caseríos o pequeños poblados de este sector.

8.2. Recursos minerales

Se han inventariado un total de 5 indicios mineros, tres correspondientes a minerales metálicos y 2 canteras de rocas.

Tabla de indicion mineros de la Hoja de Jicomé

Nº	Coordenadas UTM (NAD-27)	Sustancia	Litología	Estado
1	253.000 - 2133.500	Au	Aluvial	Abandonado
2	253.500 - 2131.500	Fe-Cu-Zn	Fm Tireo	Abandonado
3	254.500 - 2129.000	Au	Fm Tireo	Abandonado
4	259.350 - 2138.450	Áridos	Anfibolitas	Abandonado
5	238.350 - 2139.400	Áridos	Metabasitas	Abandonado

A continuación se describen de forma somera estos indicios y otras mineralizaciones reconocidas. Una descripción más extensa se realiza en el Mapa de Recursos Minerales de las Hojas de Mao(5974) a escala 1:100.000 y Memoria correspondiente, realizada por el IGME dentro de este mismo Proyecto SYSMIN.

8.2.1. Minerales metálicos

De los tres indicios inventariados dos corresponden a Au y uno a Fe-Cu-Zn.

El principal indicio es el nº 1, de Au en placeres del aluvial del Río Mao (fondo de valle y terrazas). Las labores son pequeños pocitos con extracción de gravas y lavado de las mismas. Estas labores, explotadas hasta hace una o dos décadas, se extienden por la mayor parte del cauce del Río Mao y algunos de sus afluentes, que drenan a la Fm Tireo. El otro indicio de Au (nº 2) se encuentra en un afluente del Río La Cidra, al SO de La Lomita, pero no se ha podido determinar si se trata del mismo tipo, en placeres.

El indicio nº 2 es de Fe-Cu-Zn en metavolcanitas ácidas-intermedias y rocas epiclásticas de grano fino (metatobas finas, tufitas y cineritas) de la Fm Tireo, localizado al NO de La Lomita

de La Cidra. La zona se encuentra recubierta por espesa vegetación, pero por lo observado en las inmediaciones, debe tratarse de oxidaciones de sulfuros diseminados y en fracturillas.

Además de los indicios citados, se han reconocido y representado en el Plano Geológico, sectores con alteraciones hidrotermales: silicificación-caolinización-óxidos y/o sulfuros. Se trata de una alteración hidrotermal ligada a fenómenos magmático-volcánicos locales, en la Formación Tireo, que producen silicificación y/o caolinización de la roca encajante, así como mineralización de sulfuros diseminados y/o en fracturillas. Frecuentemente van acompañadas de cloritización y sericitización, aunque estas alteraciones aparecen de forma más extendida o generalizada que las anteriores. Posteriormente, en superficie, los sulfuros han sufrido una oxidación parcial o total.

En la Hoja de Jicomé estas alteraciones están presentes, de forma bastante localizada, al ESE de El Aguacate en tobas dacítico-riodacíticas con sulfuros/óxidos diseminados; y al S de Coquí, en rocas vulcanoclásticas y/o epiclásticas finas, en forma de oxidaciones diseminadas a semimasivas. En este último sector también se han visto fracturillas con sulfuros dentro de los gabros y dioritas.

8.2.2. Canteras

En esta Hoja se han inventariado dos canteras de áridos de machaqueo; la nº 4, localizada al NE de El Aguacate y S de La Leonor (de la Hoja de Santiago Rodríguez), es de pequeñas dimensiones, se encuentra abandonada y el material aprovechado por ripiado son anfibolitas y neises anfibólicos. La nº 5 se encuentra junto a El Jengibre, en la esquina NO de la Hoja, es de medianas dimensiones, y se explotaron pórfidos básicos y metabasitas. En ambos casos, el material extraído se utilizó para el arreglo y mantenimiento de pistas y carreteras de la región.

9. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Son todos aquellos lugares, itinerarios o puntos concretos con características peculiares relacionadas con la geología; especialmente las más útiles para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la región, como formaciones rocosas, estructuras, yacimientos de fósiles o minerales, etc. Pero también paisajes y expresiones o datos de interés cultural, educativo o recreativo, en relación con el medio natural.

Estos lugares forman parte del patrimonio del país (geológico, paisajístico, cultural, etc) como recursos naturales no renovables, que no solo deben ser protegidos y mantenidos, sino estudiados, disfrutados y aprovechados de forma sostenible.

Por ello, es conveniente la realización de un inventario de los Lugares de Interés Geológico.

9.1. Relación de lugares inventariados

Se han seleccionado cinco lugares o itinerarios por su interés científico, didáctico, turístico, económico, y cultural en sentido amplio. También se ha procurado cubrir la mayor parte de las formaciones y aspectos geológicos, sobre todo los más importantes o representativos de esta Hoja:

- Cerro de los Charamicos (El Aguacate de Toma. Santiago Rodríguez): Coordenadas X: 258000, Y: 2137400
- Boca de los Mao (Lomita de La Cidra. Santiago Rodríguez): X: 251550, Y: 2131350
- Río La Cidra (Lomita de La Cidra. Santiago Rodríguez): X: 255300, Y: 2127800
- Nalga de Maco (La Sierresita. Elías Piña). X: 242350, Y: 2124150
- El Jenjibre (El Jenjibre-Yaya Picada. Santiago Rodríguez): X: 238350, Y: 2139450

9.2. Descripción de los lugares

9.2.1. Cerro de los Charamicos

Este cerro y loma a la vez, pues el nombre es doble, como cerro concreto y como loma o paraje, se encuentra situado entre La Leonor (sureste de la Hoja de Santiago Rodríguez) y El Aguacate (noroeste de la Hoja de Jicomé).

El paisaje del entorno es digno de admiración, con espesa vegetación de bosque autóctono y extensos cafetales; merece la atención la gran variedad de flores, según la época del año, destacando pequeñas orquídeas.

Existe una pista o carril que une ambas poblaciones, en cuyo recorrido de varios kilómetros encontramos gran variedad de facies petrológicas ígneas y metamórficas.

De norte a sur comenzamos en el Complejo Duarte, representado por anfibolitas intruidas por diques tonalíticos parcialmente foliados. Aparece después el contacto con gabros variados: bandeados o masivos, orientados o no, noritas, gabronoritas y cumulos piroxénicos. Poco después, entre los gabros, hay esquistos y neises bandeados oscuros y claros, e intruidos por diques de tonalitas también deformadas. Estos neises y esquistos constituyen los primeros afloramientos de la Formación Tireo, con fuerte metamorfismo térmico intercinemático y una lineación mineral muy marcada, que indica desplazamiento hacia el sur.

El interés principal de este recorrido se centra en los aspectos petrológico, geoquímico y tectónico de los afloramientos y su utilización científico-didáctica, sin olvidar su posible aprovechamiento turístico. (Foto 1)

9.2.2. Boca de los Mao

La cuenca alta del Río Mao es de los pocos lugares que mantienen, o que han recuperado, toda su naturalidad.

Comenzamos en la confluencia del Arroyo Maito con el Río Mao, denominada popularmente como Boca de los Mao, lugar a donde llega un camino que cruza el río y que permite los accesos a caballo o mulo desde Loma Copey, situada 3 Km al sureste, como núcleo de civilización más cercano. También se puede llegar desde La Boca de los Ríos (Confluencia de los ríos Mao y La Cidra) 5 Km al noreste, o desde Loma Escondida- La Pionía, 7 Km al norte-noreste. Desde el punto de comienzo, el único acceso es a pie, aguas arriba, por el propio cauce del río que serpentea con curvas continuas a izquierda y derecha, encajonado entre la espesa vegetación que supone la selva impenetrable. Estamos en el Parque Nacional Armando Bermudes.

En el cauce, de vez en cuando, aparecen afloramientos rocosos de la Formación Tireo. Son rocas verdes de grano fino, tobas y cineritas, que varían de composición entre riodacitas, dacitas y andesitas, y que constituyen las rocas más abundantes en toda la Hoja.

A veces el cauce es angosto, con quebradas difíciles, y los árboles arrastrados por crecidas de tormentas, lo cruzan como barreras u obstáculos que parecen imposibles de sortear. De cuando en cuando, playas arenosas y remansos de aguas puras y transparentes, donde se esconden o danzan las jaibas y dajaos.

En las márgenes, algunas terrazas recubiertas de vegetación, aún guardan vestigios (pocitos excavados) de una época no muy lejana (hace 15-20 años), cuando la gente “lavaba arenas” en los ríos, como ocupación temporal, y vivía en campamentos levantados en los mismos lugares.

La utilidad principal de este itinerario es su posible aprovechamiento turístico-económico; se trata de un paraje natural excepcionalmente conservado dentro de la isla, que coincide con un parque nacional. Las posibilidades de organizar rutas a pie y a caballo son extraordinarias: desde Loma Escondida-La Pionía, Boca de los ríos, Loma de Copey, Coquí o desde El Dajao. Y como complemento importante, el interés científico-didáctico ligado a sus contenidos estratigráficos, petrológicos, geomorfológicos, mineros e hidrogeológicos. (Fotos 2 y 3).

9.2.3. Río La Cidra

Desde La Lomita (Loma de La Cidra), caminando o a caballo hasta la unión del Río La Cidra con el Arroyo La Cidrita. Continuamos hacia el sureste por el valle de La Cidra, de trazado recto sobre el plano, al coincidir con una falla importante (Falla de La Guácara), pero sinuoso por el curso del agua: 23 pasos del río hasta tomar la empinada cuesta que sigue el Arroyo de La Peladita hasta alcanzar la cresta divisoria, con El Cerrro de los Aparejos (2050 m) de testigo al este. Esta es la ruta natural de campesinos y ganado para cruzar al Valle de San Juan; ruta sufrida y dura, sobre todo en época de lluvias, con crecidas en arroyos y barro en los caminos.

Al comienzo el valle es amplio, con cultivos esporádicos en las márgenes (habichuelas y cafetales). Después, se estrecha paulatinamente y el camino gatea por las márgenes, con

raíces a modo de peldaños, driblando los gruesos troncos de los árboles, enmarañado entre ramajes.

Y abajo, junto al cauce, los bloques sueltos de las rocas más diversas, algunos gigantescos, rodados o rodeados todo el tiempo por el agua. Predominan los cantos y bloques de tonalitas oscuras y claras, más o menos anfibólicas; foliadas como neises o granudas y repletas de enclaves; cantos de brechas volcánicas de la Formación Tireo, dacitas y andesitas; bloques de pórfidos, doleritas y peridotitas, y sus diques en el cauce.

El interés principal de este itinerario es por su contenido geológico en los aspectos tectónico, petrológico, y geomorfológico, complementados por su interés y posible aprovechamiento turístico. (Foto 4).

9.2.4. Nalga de Maco

Lugar agreste y Parque Nacional del mismo nombre, observable desde puntos muy distantes de la Cordillera Central como inmensa mole oscura, coronada frecuentemente por penachos de nubes.

Los accesos son difíciles desde todos los sitios. Desde el norte por Naranjito hasta Burende, por pista transitable solo temporalmente, y desde aquí a pie, bajando hasta cruzar el Río Artibonito, y después subida interminable hacia el sureste. Caminamos sobre epiclastitas y metabasitas (andesitas) de la Formación Tireo, muy alteradas, frecuentemente como arcillas rojas lateríticas, hasta llegar a la gran mole de piedra caliza. En el contacto se aprecia un resalte de falla, con asomos locales de rocas granitoides que rellenan la fractura, algunas pequeñas dolinas en embudo, y bloques gigantescos desgajados que se acumulan en forma de coluvión. Y alrededor, el paisaje grandioso de la cordillera. Lástima de los incendios, que están esquilmando el bosque en estos parajes.

El otro acceso, desde el suroeste, por la Carretera Internacional y tomando el desvío hacia Guayajayuco hasta La Peña, bajando desde ella hasta el Río Joca, y siguiendo por este, aguas arriba, hasta el Arroyo de La Cidra (otra Cidra; si la anterior era del Río Mao y perteneciente a Santiago Rodríguez, esta es del Joca y pertenece a Elías Piña); se sube por este arroyo, atravesando el poblado del mismo nombre, hasta las grutas, una a cada lado del arroyo, dispuestas para ser exploradas. Durante todo el recorrido por el río y su arroyo, hemos caminado sobre alternancias de pizarras y areniscas de la Formación Trois Rivières

(Cretácico Superior), posiblemente equivalentes a las del Cinturón de Peralta, pero estas son más jóvenes. En las márgenes del río se aprecian frecuentes pliegues con geometría chevron y los ejes buzando fuertemente.

En los diferentes recorridos propuestos para este lugar, se conjugan y complementan los aspectos turístico-económico y científico-didáctico de forma importante, en relación con sus contenidos paisajísticos y monumentales (grutas), hidrogeológicos, geomorfológicos, tectónicos y petrológicos. (Fotos 5, 6, 7 y 8).

9.2.5. El Jenjibre

Situado en la esquina noroeste del plano, El Jenjibre es un pueblo encaramado a su colina, con casitas a lo largo, siguiendo la cresta, y un farallón rocoso detrás, hacia el sur y oeste, cubriéndole la espalda. La vista abierta al frente, oteando el amplio y agreste horizonte. A ambos lados de la colina hay sendos arroyos. El de la vertiente norte tiene una bella cascada. Al sur, enmarañado en la vegetación, el Arroyo Inajito, joven, deportivo y salvaje; salto tras salto, rápido y cascada, lisos y charcas con bloques gigantescos de rocas basálticas, pulidas y frescas. Se aprecian estructuras magmáticas bandeadas; *magmatic stoping* o brechas, con una red fina de diquecillos tonalíticos y diques mayores doleríticos. Las rocas tienen un metamorfismo de contacto que alcanza la facies de anfibolitas.

Al final, el Arroyo Inajito llega a Yaya Picada, se tranquiliza, y desahoga sus aguas en el Río Inaje.

De nuevo se complementan perfectamente los posibles aprovechamientos turístico-económicos y científico-didácticos en este privilegiado lugar, que además cuenta con relativos buenos accesos. El aprovechamiento turístico puede ser doble, recreativo o deportivo, con sus posibilidades de aguas bravas, con cascadas, balnearios, etc. Desde el punto de vista científico, destaca por la calidad e interés de sus afloramientos en materia de petrología, geoquímica y geomorfología. (Fotos 9 y 10).

Fotos1,2y3

Fotos4,5y6

Fotos7y8

Fotos9y10

10. BIBLIOGRAFÍA

- AMARANTE, J.F. y GARCIA, J.M. (1990).** Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranjo. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Tecnica. p. 1-134.
- AMARANTE, J. F. y LEWIS, J. F. (1995).** Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti; Geological Society of America, 1995 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 27, p. 240.
- BÁRDOSSY, G. y ALEVA, G. J. J. (1990).** Lateritic bauxites. Elsevier. p. 1-624
- BELLON, H., VILA, J.M., y MERCIER DE LEPINAY, B. (1985).** Chronologie K-Ar et affinités géochimiques des manifestations magmatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'île d'Hispaniola. En: Géodynamique des Caraïbes.. Editions Technip. Géodynamique des Caraïbes. p. 329-340.
- BIJU-DUVAL, B., BIZON, G., MASCLE, A. y MULLER, C. (1982).** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola; Studies in continental margin geology. AAPG Memoir, 34, p. 325-344.
- BOISSON, D. (1987).** Etude Geologique Du Massif Du Nord D'haiti (Hispaniola - Grandes Antilles). Doctorat D'état . Université de Paris VI. p. -256.
- BOWIN, C. O. (1960).** Geology of central Dominican Republic. Geological Society of America Bulletin, 71, p. 18-31.
- BOWIN, C. O. (1966).** Geology of central Dominican Republic; a case history of part of an island arc; Caribbean geological investigations. Memoir - Geological Society of America, p. 11-84.
- BOWIN, C.O. (1975).** The geology of Española. En: NAIM A. and Stehli F. eds. Plenum Press, New York. p. 501-552.
- BURKE, K., FOX, P.J., SENGÖR, M.C. (1978).** Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. Journal of Geophysical Research, 83, 3949-3954.
- BURKE, K. (1988).** Tectonic evolution of the Caribbean. Ann. Rev. Earth Planetary Science, 16: 201-230.
- BUTTERLIN, J. (1956).** La constitution géologique et la structure des Antilles. C.N.R.S. France.
- BYRNE, D:B., SUAREZ, G., McCANN, W.R. (1985).** Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. Nature, 317, 420-421.

-
- CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974).** Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-74.
- CLARK, M.G., HORN, S.P. y KENNETH, O.H. (2002):** High-Elevation Savanna Landscapes in the Cordillera Central, Dominican Republic, Hispaniola. Issn: 0276-4741 Journal: *Mountain Research and Development* Volume: 22 Issue: 3 Pages: 288-295
- COOKE, C. W. (1920).** Geologic reconnaissance in Santo Domingo (Abst). *Geological Society of America, Bulletin*, 31, p. 217-219.
- CRIBB, J. W., JIMENEZ, J., LEWIS, J. F. y SUTTER, J. F. (1989).** (super 40) Ar/ (super 39) Ar ages from Loma de Cabrera Batholith; implications for timing of tectonic events in northern Hispanola; Geological Society of America, 1989 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 21, p. 267.
- CRIBB, J.W. (1986).** Petrology and geochemistry of the eastern Loma de Cabrera Batholith. M.S. thesis. The George Washington University. p. 1-122.
- DE LA FUENTE, S. (1976):** Geografía Dominicana. Ed. Colegio Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 p.
- DÍAZ DE NEIRA, J.A. y HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000).** Programa de Cartografía Geotemática de la Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-II (Sabana Quéliz). [6071-II]. Santo Domingo, Dirección General de Minería. Proyecto Sysmin.
- DÍAZ DE NEIRA, J. A. y SOLÉ PONT, F. J. (2002).** Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 163-181.
- DOLAN, J. (1988).** Paleogene sedimentary basin development in the Eastern Greater Antilles: Three studies in active-margin sedimentology. PhD thesis. Univ. of California, Santa Cruz. p. 1-234.
- DOLAN, J. (1989).** Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles; discussion with examples. *American Assotiation of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, p. 1233-1246.
- DOLAN, J., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991).** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 217-263.
- DOLAN, J.F., MULLINS, H.T. y DAVID, J.V. (1998).** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. y Mann P. (eds.). *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 326, p. 174

- DOLAN, J.F. y MANN, P. (1998).** Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Volumen especial N 326 de la Sociedad Geológica Americana, pp 174.
- DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J.F., MAURY, R., SCHELLENKENS, H., SMITH, A.L., WADGE, G. y WESTERCAMP, D. (1990).** History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)
- DRAPER, G., GUTIERREZ, G. y LEWIS, J. F. (1996).** Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt; orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology* (Boulder), 24, p. 1143-1146.
- DRAPER, G. y LEWIS, J. F. (1991).** Geologic map of the central Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262,
- ELECTROCONSULT. (1983).** Estudio de pre-facibilidad del area geotermica Yayas-Constanza, Dominican Republic. unpublished report, Santo Domingo, Direccion General de Minería. p. 1-23.
- ESCUDER VIRUETE, J., HERNALZ HUERTA, P.P., DRAPER, G., GUTIÉRREZ, G., LEWIS, J.F. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002).** Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. *Acta Geológica Hispánica*, V.37, Nº 2-3, p 123-162.
- ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., HERNALZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E., PÉRES-ESTAÚN, A. (2004).** La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: Sección cortical de un arco-isla intraoceánico. (en prensa).
- EVANS, B.W. (1990).** Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* 25, 3-23.
- FEIGENSON, M.D. (1978).** The petrology and geochemistry of the Loma de Cabrera Batholith of the western Dominican Republic. Dissertation.
- GABB, W. M. (1873).** On the topography and geology of Santo Domingo. *American Philosophical Society Transactions*, new ser., 15, p. 49-259.
- GILL, J.B. (1981).** Orogenic andesites and plate tectonics. Springer verlag, New York, 390 pp.
- GONZÁLEZ, J.A. (2003).** Valle del Cibao. Ecología, suelos y degradación. Editora Manatí. Santo Domingo. 291 p.

- HALDEMANN, E.G., BUCHAN, R., BLOWES, J.H., y CHANDLER, T. (1979).** Geology of lateritic nickel deposits, Dominican Republic; International laterite symposium. Evans, D.J.I., Shoemaker, R.S., and Veltman, H. Eds. New York, Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc. International laterite Symposium. p. 57-84.
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000).** Programa de Cartografía Geotemática de la Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Arroyo Caña). [6072-III]. Santo Domingo, Dirección General de Minería. Proyecto Sysmin.
- HERNAIZ HUERTA, P. P. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002).** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana - Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic. Acta Geologica Hispanica, 37, p. 183-205.
- HEUBECK C., MANN P., DOLAN J. y MONECHI S. (1991).** Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression, northeastern Caribbean Plate margin. Sedimentary Geology, 70, p. 1-32.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) Y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ). (1984).** Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokyo. p. 1-22.
- JIMENEZ, G. y LEWIS, J. F. (1987).** Petrología del área de Restauración, República Dominicana. Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geológica del Caribe, 10, p. 445-453.
- JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., y FONDEUR, L. (1998).** Proyecto depósitos auríferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lomé IV. p. 1-96.
- KESLER, S. E., LEWIS, J. F., JONES, L. M. y WALKER, R. L. (1977).** Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65, p. 91-99.
- KESLER, S. E., RUSSELL, L. N., POLANCO, J., MCCURDY, K. y CUMMING, G. L. (1991a).** Geology and geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 187-201.
- KESLER, S. E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. y FONDEUR, L. (1991b).** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 173-185.

-
- KESLER, S. E., SUTTER, J. F., BARTON, J. M. y SPECK, R. C. (1991c).** Age of intrusive rocks in northern Hispaniola. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 165-172.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., LOUBET, M. (1997).** Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIÉ, P., TARDY, M., MAURY, R.C. (1999).** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española. *Journal of Geology*, 107, 193-207
- LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVE, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIE, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., MERCIER DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER, F. & SENEBIER, F., (2000).** Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 105, p. 8403-8421.
- LEWIS, J.F. (1980).** Resume of the geology of Hispaniola. En Field guide to the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic. Santo Domingo, República Dominicana, Ed. Amigo del Hogar, 5-31.
- LEWIS, J. F., AMARANTE, A., BOISE, G., JIMENEZ, G. y DOMINGUEZ, H. D. (1991).** Lithology and stratigraphy of Upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 143-163.
- LEWIS, J. F., PERFIT, M., HORAN, S. y DIAZ DE VILLALVILLA, L. (1995).** Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc; Geological Society of America, 1995 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 27, p. 227.
- LEWIS, J.F., HAMES, W.E., DRAPER, G. (1999).** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: A Discussion. *Journal of Geology*, 107, 505-508.

-
- LEWIS, J.F., ASTACVIO, V.A., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2000).** The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (eds.). VMS deposits of Latin America. Geological Society of Canada Special Publication, 223-249 pp.
- LEWIS, J. F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNALZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ, DRAPER, G. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002).** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 81-122.
- LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1990).** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Geology of North America*, Volume H, The Caribbean region, Geological Society of America, Colorado. p. 77-140.
- LEWIS, J. F. y JIMENEZ, G. J. (1991).** Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico area, central Hispaniola; geologic and geochemical features of the sea floor during the early stages of arc evolution. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 115-141.
- LOVE, D. W., CONNELL, S. D., CHAMBERLIN, R. M., CATHER, S. M., MCINTOSH, W. C., DUNBAR, N., SMITH, G. A. y LUCAS, S. G. (2001).** Constraints on the age of extensive fluvial facies of the upper Santa Fe Group, Albuquerque and Socorro basins, central New Mexico; Geological Society of America, Rocky Mountain Section, 53rd annual meeting; Geological Society of America, South-Central Section, 35th annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 33, p. 48.
- MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J. F. (1991).** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 1-28.
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J. C., DEMETS, C., JANSMA, P. E. y MATTIOLI, G. S. (2002).** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21, p. 26.
- MASSON, D. G. y SCANLON, K. M. (1991).** The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154

-
- MAURRASSE, F., CREWS, P. y VISCONTI, R. (1979).** Petrologic evidence for the occurrence of back-arc basin igneous activities in the Caribbean during the Early Cretaceous to Santonian/Campanian. EOS, Transactions, American Geophysical Union, 60, p. 414
- MESCHEDE, M. y FRISH, W. (2002).** The evolution of the Caribbean plate and its relation to global plate motion vectors: Geometric constraints for an inter-American origin. In: T.A. Jackson (Editor), Caribbean Geology Into the Third Millennium: Transactions of the Fifteenth Caribbean Geological Conference. University of the West Indies Press, Mona, Jamaica, p. 1-14.
- MESNIER, H.P., (1980).** Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. (inedito), Santo Domingo, Dirección General de Minería. p. 1-55
- MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E. A. y PINDELL, J. (1994).** A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean plate. GSA Today, 4, p. 1-6.
- MONTGOMERY, H. y PESSAGNO, E. A. (1999).** Cretaceous microfossils of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. Caribbean. In: Mann, P. (ed.) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World 4, Cap. 10: 237-246.
- PALMER, H. C. (1963).** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic.
- PALMER, H.C. (1979).** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: Lidz B. and Nagle F. eds. Hispaniola; tectonic focal point of the northern Caribbean; three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geol. Soc., Miami, Fla., United States (USA), United States (USA)
- PARDO, G., (1975).** Geology of Cuba. En: Nairn and Stehli eds. The Ocean Basins and Margins, A.E.M., Vol. 3.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A. y HERNANDEZ HUERTA, P. P. (2002).** Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean Plate, Dominican Republic - Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, p. 77-78.
- PINDELL, J.L. (1994).** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. Caribbean geology: An introduction, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.
- PINDELL, J.L. y BARRETT, S.F. (1990).** Caribbean plate tectonic history. Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)

-
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P., y BIJU-DUVAL, B. (1986).** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol.89, no.323, 79 pp. 89].
- SAWYER, D. A., GRAUCH, V. J. S., SMITH, G. A., KUHLE, A. J., DETHIER, D. P., RODRIGUEZ, B. D. y DESZCZ-PAN, M. (1997).** Hydrogeology of the Santa Fe Group aquifer system in the Cochiti Pueblo area based on geologic mapping and airborne geophysics; Geological Society of America, 1997 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 29, p. 334-335.
- SEN, G., HICKEY-VARGAS, R., WAGGONER, D. G. y MAURRASSE, F. (1988).** Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation, southern Haiti; implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, p. 423-437.
- SHIROMA, J. (1986).** Biostratigraphic analysis of Paleogene sediments, southern Dominican Republic. unpubl. B.S. thesis. Princeton University. p. 1-27.
- SINTON, C. W., DUNCAN, R. A., STOREY, M., LEWIS, J. y ESTRADA, J. J. (1998).** An oceanic flood basalt province within the Caribbean Plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155, p. 221-235.
- SINTON, C.W., SIGURDSSON, H., DUNCAN, R.A. (2000).** Geochronology and petrology of the igneous basement at the Lower Nicaraguan Rise, Site 1001. In Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., Draper, G. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 165, 233-236.
- SMITH, G. A. y KUHLE, A. J. (1996).** Inter-relationship of late Cenozoic tectonism, sedimentation, and volcanism, northern Santo Domingo Basin, Rio Grande Rift, New Mexico; Geological Society of America, 28th annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 28, p. 515.
- SOWERBY, G. B. (1850).** Descriptions of new species of fossil shells found by J.S. Heneken, Esq. en Moore, J.C., On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S. Heneken, Esq. with remarks on the fossils. *Geological Society of London, Quaterly Jour.*
- SUN, S.S. y 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.
- SYSMIN (1998-2000).** Proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana, financiado por la Unión Europea. Dirección General de Minería.

-
- TWIDALE, C.R. (1989)** La iniciación subsuperficial de las formas graníticas y sus implicaciones en las teorías generales del paisaje, En: Xeomorfoloxia Granítica. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 13, pp. 49-69.
- VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. y CALKING, F. C. (1921).** A geological reconnaissance of the Dominican Republic. Geological Survey Dominican Republic Memoirs, 1, p. 1-268.
- VIDAL, J.R. y TWIDALE, C.R. (1998)** Formas y paisajes graníticos. Universidade da Coruña. Servicio de publicaciones. 411 pp.
- WHITE, R.V., TARNEY, J., KERR, A.C., SAUNDERS, A.D., KEMPTON, P.D., PRINGLE, M.S., KLAVER, G.T. (1999).** Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. Lithos, 46, 43-68.
- WITSCHARD, M. y DOLAN, J. (1990).** Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; the Peralta accretionary prism, Hispaniola. Geological Society of America Bulletin, 102, p. 792-806.
- WOODRING, W. P., BROWN, J. S. y BURBANK, W. S. (1924).** Géologie de la République d'Haïti. Département des travaux publics, Port-au-Prince, Haïti. p. 1-710
- ZOETEN, R. DE (1988).** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Inédita, Universidad de Texas, Austin, 298 pp.