



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

LOMA DE CABRERA

(5874-II)

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. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPSA)

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 (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Juan Locutura (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 de 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 Loma de Cabrera está situada al NO de la República Dominicana, limitando al O con Haití. La mayor parte de la Hoja forma parte de la Cordillera Central y por el borde N enlaza con el Valle del Cibao.

El relieve es variado; mientras que en el borde S se alcanzan alturas de 1300 m, la parte central es un amplio valle que baja hasta cotas de 100 m en el extremo NO; en la parte NE hay un relieve intermedio, con alturas comprendidas entre 300 y 800 m.

La mayor parte de los materiales son de naturaleza ígnea, intrusivos o volcánicos, y en menor proporción detrítico-sedimentarios, con edades desde el Cretácico hasta la actualidad. El Cretácico Superior está representado por la Formación Tireo, con rocas volcanoclásticas, vulcanosedimentarias y sedimentos sin apenas deformación o con un metamorfismo de grado bajo. En esta formación intruye el Batolito de Loma Cabrera (Cretácico Superior-Eoceno) según la secuencia: rocas ultrabásicas (cumulados piroxénicos), básicas (gabro-dioritas) y ácidas (tonalitas), así como un importante cortejo de diques y filones. El Terciario está representado por conglomerados de la Formación Bulla (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), discordantes sobre los materiales anteriores. El Cuaternario está formado por coluviones de derrubios y depósitos aluviales de fondos de valle y terrazas.

La estructuración regional se produce en un contexto compresivo de convergencia oblicua que se traduce en pliegues de morfología y envergadura variables, y bandas con deformación por cizalla dúctil-fágil con fábricas S-C y desarrollo de estructuras filoníticas a miloníticas. Esta deformación evoluciona a frágil, extendida al conjunto de la Hoja y que se prolonga hasta la actualidad, produciendo la intensa fracturación existente.

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 Loma de Cabrera sheet is located in the north-west of the Dominican Republic, bordering to the west with Haiti. The sheet corresponds mostly to the Cordillera Central and on the northern side links up with the Cibao Valley.

The relief is varied and in the southern area reaches heights of 1300 m, while the central area is an open valley that drops to heights of 100 m at the NW end; and in the NE there is an intermediate relief with heights of around 300 m and 800 m.

Most of the materials are igneous, intrusive or volcanic and to a lesser extent detrital-sedimentary, with ages from the Cretaceous to the present. The Upper Cretaceous is represented by the Tiro Fm, with volcanoclastic and volcanosedimentary rocks and sediments with almost no deformation or with low-grade metamorphism. This formation is intruded by the Loma de Cabrera batholith (Upper Cretaceous to Eocene) according to the sequence: ultrabasic rocks (pyroxenic cumulates), basic rocks (gabbro-diorites) and acid rocks (tonalites), as well as an important complex of dykes and sills. The Tertiary is represented by the Bulla Fm conglomerates (Upper Oligocene to Lower Miocene) resting unconformably over the older materials. 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 sizes and bands deformed by ductile-fragile shearing with S-C fabrics and the development of filonitic to milonitic structures. This deformation evolved to fragile, extending to all the sheet area and continues to present times, producing the existing intensive deformation.

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 Metodología	2
1.2. Situación geográfica	3
1.3. Marco geológico	6
1.4. Antecedentes	12
2. ESTRATIGRAFÍA	
2.1. Cretácico Superior	14
<u>2.1.1. Formación Tireo</u>	
2.1.1.1. Metavolcanitas(vulcanoclásticas y epiclásticas ácido-intermedias) de grano fino (16). K ₂	20
2.1.1.2. Riolitas (17). K ₂	21
2.1.1.3. Tobas y lavas riolíticas (18)0. K ₂	22
2.1.1.4. Lavas y tobas andesíticas (19). K ₂	23
2.1.1.5. Niveles de lapilli (20). K ₂	23
2.1.1.6. Lentejones o niveles de chert (21). K ₂	24
2.1.1.7. Brechas volcánicas dacítico-riodacíticas (22). K ₂	24
2.1.1.8. Lavas y tobas dacítico-riodacíticas (23) .K ₂	25
2.1.1.9. Sedimentos lutíticos y tufitas (24). K ₂	25
2.1.1.10. Lentejones de calizas (25). K ₂	26
<u>2.1.2. Basaltos de Loma los Guandules-Pelona-Pico Duarte. Basaltos vacuolares (26).</u> <u>K₂</u>	
2.2 Terciario (Mioceno Inf)	28
<u>2.2.1. Formación Bulla. Conglomerados (27). N₁</u>	

2.3. Cuaternario (Holoceno)..... 30

2.3.1. Aluviales: terrazas y fondos de valle (28). Q₄.....

2.3.2. Aluvial-coluval (29). Q₄.....

2.3.3. Coluvión de derrubios (30). Q₄.....

3. ROCAS INTRUSIVAS Y FILONIANAS

3.1. Dataciones absolutas de rocas ígneas 33

3.1.1. Dataciones previas

3.1.1.1. Intrusivos básicos 33

3.1.1.2. Intrusivos tonalíticos 35

3.1.2. Dataciones absolutas obtenidas en este Proyecto

3.1.3. Conclusiones sobre dataciones absolutas.....

3.2. Rocas intrusivas..... 45

3.2.1. Peridotitas serpentinizadas (1).....

3.2.2. Batolito de Loma Cabrera

3.2.2.1. Cumulados piroxénico-olivínicos (2) 53

3.2.2.2. Gabro-dioritas (3, 4) 54

3.2.2.3. Dioritas-cuarzodioritas (5)..... 55

3.2.2.4. Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas (6,7) 55

3.2.2.5. Tonalitas porfídicas (8) 57

3.2.2.6. Riolitas porfídicas o microgranitos (9)..... 57

3.2.3. Pórfidos tonalítico-dacíticos en domos subvolcánicos (10)..... 58

3.3. Rocas subvolcánicas y filonianas..... 59

3.3.1. Pórfidos riolíticos (11).....

3.3.2. Pórfidos básicos (12).....

3.3.3. Pórfidos tonalíticos (13).....

3.3.4. Diques aplítico-pegmatíticos (14)

3.3.5. Diques de cuarzo (15).....	
4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	
4.1. Petrología de rocas metamórficas	63
4.1.1. Formación Tireo	
4.2. Petrología de rocas ígneas	68
4.2.1. Peridotitas serpentinizadas	
4.2.2. Batolito Loma de Cabrera	
4.2.2.1. Rocas ultramáficas (cumulados).....	71
4.2.2.2. Gabros y dioritas	72
4.2.2.3. Tonalitas con hornblenda ± biotita	76
4.2.2.4. Intrusivos en la Fm Tireo	80
4.2.2.5. Enjambre de diques máficos y félsicos	81
4.2.3. Basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte	83
4.3. Geoquímica	
4.3.3. Formación Tireo	
4.3.4. Batolito de Loma Cabrera	
4.3.5. Basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte	99
5. TECTÓNICA Y METAMORFISMO	
5.1. Contexto geodinámico	103
5.2. Tectónica de la Hoja	106
5.2.1. Dominio de la Cordillera Central	
5.2.2.1. Fábricas y estructuras en la banda septentrional.....	110
5.2.2.2. Fábricas y estructuras en la banda central	111
5.2.2.3. Fábricas y estructuras en la banda meridional.....	116
5.2.2.4. Distribución del metamorfismo y condiciones P-T de formación	117

5.2.2.5. Interpretación de la deformación D1 _C en el Dominio Cordillera Central	119
5.2.2.6. Edad de la deformación D1 _C	121
6. GEOMORFOLOGÍA
6.1. Análisis geomorfológico.....	124
<u>6.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	<u>.....</u>
6.1.1.1. Formas estructurales.....	125
<u>6.1.2. Estudio del modelado.....</u>	<u>.....</u>
6.1.2.1. Formas gravitacionales.....	126
6.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	126
6.1.2.3. Formas por meteorización química.....	127
6.1.2.4. Formas poligénicas	128
6.1.2.5. Formas antrópicas.....	129
6.2. Evolución e historia geomorfológica.....	130
7. HISTORIA GEOLÓGICA.....
8. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....
8.1. Hidrología e hidrogeología	135
<u>8.1.1 Hidrología.....</u>	<u>.....</u>
<u>8.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>.....</u>
8.2. Recursos minerales	136
<u>8.2.1. Minerales metálicos.....</u>	<u>.....</u>
<u>8.2.2. Rocas industriales y ornamentales</u>	<u>.....</u>
9. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....
9.1. Relación de LIG inventariados	139
9.2. Descripción de los LIG.....	140

<u>9.2.1. Saltos de Loma Cabrera</u>
<u>9.2.2. Monumento de Capotillo</u>
<u>9.2.3. Petroglifos del Río Chacuey</u>
<u>9.2.4. Balneario del Arroyo Caña</u>
<u>9.2.5. Cerro Chacuey</u>
10. BIBLIOGRAFÍA.....

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 Rodríguez	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), se decidió a abordar, a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea 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. (INYPESA), 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 Loma de Cabrera 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 (1966), 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 subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la Republica Dominicana (Programa SYSMIN, 2002).

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

La Hoja se encuentra situada al NO de la República Dominicana, limitando al O con Haití.(Fig. 1.1). Pertenece a la Provincia de Dajabón, siendo la población más importante la que da nombre a la Hoja, que ocupa la mitad de su superficie, con una población de 20,933 habitantes y una densidad de 83 hab./Km²; le sigue Partido, con 6,329 habitantes y densidad de 102 hab./Km². Es de destacar que estos dos pueblos tienen mayor densidad de población que Dajabón capital (66 hab/km²) y que el conjunto de la provincia (67 hab./Km²); sin embargo, están por debajo de la media nacional que es de 149 hab./Km² (Datos preliminares del VIII Censo Nacional de Población y Vivienda, 2002).

Otras poblaciones con menor importancia son: Santiago de la Cruz, El Aguacate, La Peñita, El Cajuil, Capotillo, Hipólito Billini, El Carrizal y Mariano Cestero.

La principal vía de comunicación es la carretera que une Santiago Rodríguez con Santiago de la Cruz y aquí se bifurca: al N para Dajabón y Montecristi, y al S hacia Loma de Cabrera hasta Restauración, pero que continúa para enlazar con la Carretera Internacional. Otras carreteras unen Loma de Cabrera con El Aguacate, y de aquí una hacia el NE para enlazar con la carretera principal en El Pino, y otra hacia el SE hacia Manuel Bueno; de Loma Cabrera hacia Capotillo, que hacia el N enlaza con Dajabón y hacia el S y SE hacia Hipólito Billini y continúa más al S; y numerosas pistas y carriles por toda la zona.

El relieve es variado. Todo el borde S corresponde a la Cordillera Central, con alturas que van desde 400 a a 1300 m (1302 m en el Cerro Pico del Gallo, y 1025 m en Piton Mingo, este último ya dentro de Haití). La parte central es un amplio valle o depresión que baja paulatinamente hacia el NO hasta cotas aproximadas de 100 m. La parte NE corresponde a un relieve intermedio con alturas comprendidas entre 300 y 810 m. La red hidrográfica en la parte oriental corresponde a la Cuenca del Yaque del Norte, representada aquí por los ríos Maguaca, Aminilla y Cana; los dos últimos son afluentes del Río Guayubín antes de su desembocadura en el Yaque del Norte, que lo hace en la Bahía de Montecristi. Al N y ONO

Fig.1.1.

Situación geográfica

están las cuenca de los ríos Chacuey y Masacre, que desembocan en la Bahía de Manzanillo. La otra cuenca se extiende por el borde S, dentro de la Cordillera Central, y comprende los ríos Libón, Neita y Artibonito.

El clima de la isla está condicionado 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 el clima es húmedo cálido, en la parte occidental es seco cálido, con una pluviosidad inferior a 1000 mm, evapotranspiración mayor de 1700mm, y temperatura media de 26-27 °C. En las zonas montañosas de la Cordillera Central, el clima resulta intermedio, con mayores precipitaciones y menores evapotranspiración y temperatura. 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 subtropical que ocupó casi toda la isla, pero que ha sido prácticamente eliminada. Solo quedan: cedro, cabirma, caoba, roble, pino, 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, mangue prieto, palma cana , palma real, etc). Muchas de estas especies han sido casi exterminadas, dando paso a una vegetación secundaria, cultivos agrícolas y vegetación herbácea. Las especies secundarias predominantes son: aguacate, piñón cubano, mango, cayuco, guayaba, guácima, tamarindo, roble, samán, higuera y quenepa, (González, 2003).

Existe aprovechamiento de cultivos en diversos tipos de suelos, como lixiviados, hidromórficos, y aluviales. Entre los cultivos destacan: plátano, batata, maíz, tomate, habichuela, caña, yuca, lechoza y naranja. Fuera de las zonas de cultivo agrícola bajo riego, los suelos están ocupados por vegetación arbustiva y herbácea sometida al pastoreo de ganado caprino, vacuno y caballar. Las principales especies herbáceas son: junquillo, verdolaga, palo de mico, bleo, moroviví, rabo de gato, masambeí, 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, bubí, 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 sabanera, culebra verde, culebra, culebra jabada, iguana y tórtola, (González, 2003)

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 el Batolito de Loma Cabrera, varios cuerpos subvolcánicos, y un importante cortejo de diques y filones.(Fig.1.2).

En términos generales la geología de La Española está controlada por tres factores principales:

En primer lugar por el carácter oceánico de la isla, al menos en las rocas mesozoicas, asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de corteza oceánica sometida a procesos de subducción que provoca, por un lado la presencia de volcanismo de arco de isla, con diversos episodios volcánicos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios; y por otro la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. 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.

Fig.1.2.

Esquema geológico

En tercer lugar la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre traspresivo, que ha afectado a la isla desde su formación y de forma más evidente desde el Paleoceno, 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 asimismo 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. 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 N a S los dominios tectosedimentarios representados dentro del área del Proyecto K son los siguientes (Fig. 1.3):

- Dominio de la Cordillera Septentrional, limitado al N por el Océano Atlántico y al S 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 S 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

Fig. 1.3.

Dominios geológicos

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.

- 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 límite 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 y nunca se han encontrado al S de la dicha zona de falla. 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 Formación 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, volcanoclásticas 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 gabraico-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 pelágicas y 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 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 algunos planos.

La Hoja de Loma de Cabrera se sitúa en la estribación norte de la Cordillera Central de la República Dominicana, en el límite con el Valle del Cibao. Dentro de esta Hoja están representados, de N a S, los dominios del Valle del Cibao y de la Cordillera Central.

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”; casi simultáneamente Vaughan *et al.*,(1921) publicaron el primer mapa geológico de la isla, en el que definieron múltiples 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 del Dominio de la Cordillera Central es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, “Geología de la Parte Central de la República Dominicana”, no publicada hasta 1966 con el subtítulo de “La historia de parte de un arco de isla”.

La primera división estratigráfica de los materiales neógenos del Cibao se debe a los trabajos de Carlota Maury (1917), quien en 1916, durante la invasión americana, condujo una expedición científica a la isla. Cooke (1920) introduce los términos de Conglomerado Bulla y Baitoa dentro de la Formación Cercado. Bermúdez (1949) eleva a rango de formación los conglomerados de Bulla y de Baitoa. Palmer (1979) introduce el término de Caliza de Monción, considerándola parte del Grupo Tabera; como se verá más adelante en realidad esta caliza se sitúa dentro de la Formación Bulla. Saunders *et al.*, (1986) revisan la litoestratigrafía y bioestratigrafía del Neógeno del Cibao en base a numerosas muestras y columnas parciales tomadas fundamentalmente en los ríos Gurabo y Cana. Estos autores dividen la serie en cuatro formaciones, que de más antigua a más moderna serían: Baitoa, Cercado, Gurabo y Mao. La Formación Baitoa, de edad Mioceno Inferior-Medio, no aflora en el área del Proyecto K, y la Formación Bulla no es discutida por estos autores, tal vez por considerarla equivalente de la Formación Baitoa, siguiendo a Bermúdez (1949). Vokes (1989) realiza algunas precisiones sobre la litoestratigrafía, señalando la no equivalencia de las formaciones Baitoa y Bulla.

El Batolito de Loma Cabrera ha sido estudiado en dos tesis de la Universidad George Washington: “Petrología y Geoquímica del Batolito de Loma Cabrera del Oeste de la

República Dominicana” (Feigenson, 1978), y “Petrología y Geoquímica del Sector Oriental del Batolito de Loma Cabrera” (Cribb, 1986).

Gran parte de la Formación Tireo que entra en esta Hoja forma parte de la Reserva Neyta, que ha sido estudiada y cartografiada en detalle por la empresa minera Rosario Dominicana.

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-Viruet *et al.* (2002), Díaz de Neira y Solé Pont (2002), Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún (2002), Locutura *et al.* (2002).

2. ESTRATIGRAFÍA

La mayor parte de los materiales representados en esta Hoja son de naturaleza ígnea, intrusivos o volcánicos, y en menor proporción detrítico-sedimentarios. Corresponden al Dominio de la Cordillera Central y comprenden edades desde el Cretácico hasta la actualidad. Sólo en el borde nororiental y con escasa extensión (4 Km²) está representado el Dominio del Valle del Cibao, con recubrimientos terciarios de la Formación Bulla. (Ver figuras 2.1, 2.2 y 2.3).

Aunque no aflore en esta Hoja, se admite la existencia de un “zócalo” o sustrato metamórfico formado por el Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior).

El Cretácico Superior está representado por la Formación Tireo, correspondiente a rocas volcanoclásticas, vulcanosedimentarias y sedimentos, en facies anquimetamórficas o con un metamorfismo de grado bajo.

El Terciario está representado aquí, de forma exclusiva, por el Conglomerado Bulla (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), discordante sobre la Formación Tireo y sobre los intrusivos del Batolito de Loma Cabrera.

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.

2.1. Cretácico Superior

2.1.1. Formación Tireo

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

Fig. 2.1.

Síntesis geológica del Bloque K

Fig.2.2.

Cortes geológicos

Fig.2.3.

Cuadro estratigráfico

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 las de Diferencia y Monción. Litológicamente está constituida por rocas volcánicas y vulcanoclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias, existiendo además frecuentes afloramientos 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 sur es la Falla de San José-Restauración, y por el norte se extiende hasta la Zona de Falla de La Española.

Las primeras referencias que aluden a la Fm Tireo se deben a Bowin (1966), aunque posteriormente ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984), Jiménez 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/MMJA (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/MMJA (1984) conjuga otros criterios centrados en la exploración minera. El Proyecto C de Cartografía Geotemática (SYSMIN, 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 ello, en este trabajo no se mantienen las divisiones previamente establecidas a nivel local, sino que 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 la Hoja de Restauración 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, predominando rocas de la serie calcoalcalina.

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 (SYSMIN, 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 realizados en este Proyecto; una muestra de estas volcanitas (dacita), datada por $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en hornblenda, ha dado una edad de 81.2 ± 8.2 Ma (Lewis y Jiménez, 1991), en tanto que dos riolitas de la región de Valle Nuevo se dataron por K/Ar respectivamente en 71.5 ± 3.6 Ma y 85.1 ± 4.3 Ma (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).

En esta Hoja la Formación Tireo se dispone en dos sectores: el primero y más importante corresponde a todo el borde S, y el segundo a una pequeña extensión en el borde NNE, con afloramientos atribuidos en trabajos previos al Complejo Dajabón, dentro del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1991).

Se han distinguido las siguientes litologías:

- Metavolcanitas (vulcanoclásticas y epiclásticas ácido-intermedias) de grano fino
- Riolitas
- Tobas y lavas riolíticas
- Lavas y tobas andesíticas
- Niveles de lapilli
- Lentejones o niveles de chert
- Brechas volcánicas dacítico-riodacíticas
- Lavas y tobas dacítico-riodacíticas
- Sedimentos lutíticos y tufitas
- Lentejones de calizas

2.1.1.1. Metavolcanitas(vulcanoclásticas y epiclásticas ácido-intermedias) de grano fino (16).

K₂

Son rocas muy abundantes en el borde S de la Hoja, con mayor desarrollo hacia el ESE, dentro de la Hoja de Jicomé. Constituyen una especie de armazón de la Formación Tireo

donde se intercalan los demás tipos de rocas. Son de color verde a gris oscuro, de grano fino, masivas y bandeadas.

En el estudio petrográfico resulta que están formadas por plagioclasa, clorita, epidota, sericita y cuarzo; a veces también hornblenda y clinopiroxeno (augita); en ocasiones con fragmentos de rocas volcánicas, vítreos o microcristalinos. Como accesorios presentan apatito, ilmenita, pirita, magnetita y óxidos de Fe-Ti. El cemento es de cuarzo y feldspatos (plagioclasas), a veces como productos de desvitrificación. Las texturas son hipocristalinas, lepidoblásticas y porfiroclásticas.

La alteración suele ser importante, principalmente sericitización y epidotización de las plagioclasas, acompañadas en ocasiones de carbonatación, que también dan lugar a rellenos de fracturas tardías, junto con silicificación y oxidación de opacos.

Son rocas piroclásticas de composición básico-intermedia a ácida (tobas líticas-vítreas, dacítico-andesíticas, fundamentalmente). En general se nota una tendencia hacia términos más básico-intermedios desde la Hoja de Jicomé hacia esta; allí predominaban los términos ácido-intermedios.

Por correlación con la Hoja de Jicomé, la geoquímica de estas rocas es fundamentalmente de la serie calcoalcalina, para las rocas ácidas, con algunos términos intermedios en series de transición *Arc CC* a *N-MORB*.

2.1.1.2. Riolitas (17). K_2

Afloran en la esquina SO del plano, próximo a la frontera con Haití. Se trata de un afloramiento de reducidas dimensiones (2 Km de longitud y 0.4 Km de anchura máxima), limitado hacia el SO por fractura.

Son rocas afaníticas de color claro, blanquecino a gris, afíricas, sin una orientación bien marcada. Frecuentemente presentan manchas con óxidos procedentes de sulfuros diseminados.

Al microscopio, están constituidas por plagioclasa y cuarzo, fundamentalmente; como minerales accesorios tienen circón, opacos, carbonatos y óxidos de Fe-Ti. La textura es hipocristalina, afírica, micro-criptocristalina y brechificada por zonas.

Se trata de rocas lávicas de composición riolítica, de grano fino y recrystalizadas. Existe un agregado fino cripto-microcristalino de cuarzo y feldespatos subordinados (posiblemente sólo plagioclasas), sin orientación preferencial, pero hay una deformación frágil superpuesta que da lugar a un agregado sericítico con calcedonia, cuarzo, calcita y opacos.

En el estudio geoquímico estas rocas pertenecen a series de transición toleíticas-calcoalcalinas (Arc IAT a CC).

2.1.1.3. Tobas y lavas riolíticas (18)0. K₂

Afloran en el borde SO del plano, en dos afloramientos de forma lentejona, afectados por fracturas, que se localizan al S de El Carrizal y alrededores de Mariano Cestero. Son rocas claras de color blanquecino a gris, con manchas rojizas de óxidos, generalmente bien esquistosadas, pero a veces masivas y porfídicas que parecen corresponder a domos subvolcánicos.

Están formadas por albita, cuarzo, sericita y clorita. Tanto el cuarzo como las plagioclasa se presentan en fenocristales como formando parte de la matriz (micro-criptocristalina). Los fenocristales se disponen paralelos a la esquistosidad, marcada por agregados finos de cuarzo, sericita y clorita, así como concentración de opacos. Las texturas son granoblásticas y con frecuencia porfiroclásticas y filoníticas.

La mineralogía y texturas originales han sido transformadas por la deformación y recrystalización metamórficas. Existe una esquistosidad o fábrica planar dúctil, no coaxial, asociada a un metamorfismo regional que varía entre esquistos y subesquistos verdes de baja T.

Frecuentemente estas rocas presentan cierta tonalidad rojiza irregular, por la presencia de óxidos debidos a la alteración de sulfuros. La alteración del conjunto de la roca suele ser importante, especialmente sericitización y epidotización de las plagioclasas, que se traduce también en el relleno de venas, junto con cuarzo y carbonatos.

Estas rocas pertenecen a series geoquímicas de transición entre toleíticas y calcoalcalinas (Arc IAT-CC).

2.1.1.4. Lavas y tobas andesíticas (19). K₂

Estas rocas están ampliamente representadas dentro de la Formación Tireo como diversas bandas estrechas, pero de gran continuidad lateral.

Son rocas de color verde oscuro, masivas, de grano fino a medio, con orientación más o menos marcada y a veces con vacuolas.

Están formadas por plagioclasa, actinolita, clorita y epidota, como minerales principales, a veces como fragmentos de rocas volcánicas básicas y de vidrio volcánico; en ocasiones con algo de cuarzo. Como accesorios destacan ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti, y a veces restos de piroxenos y anfíboles (hornblenda), que en algunas muestras está como porfiroblastos. Las texturas son hipocristalinas, con frecuencia fragmentarias, con la matriz afanítica desvitrificada. Pero también, sobre todo en los afloramientos del borde N, donde las rocas están más orientadas, texturas nematoblásticas y lepidoblásticas.

La mayor parte de las rocas son piroclásticas (tobas finas a medias), líticas-vítreas, de composición andesítica, pero también lavas vesiculares o brechas con clastos volcánicos.

Las vacuolas están rellenas de cuarzo, zeolitas y epidota, fundamentalmente. Suelen tener una alteración o reemplazamiento secundario por epidota, clorita, sericita, así como zeolitas y cuarzo.

El quimismo de estas rocas es muy variado, lo que parece indicar que existen varios episodios magmáticos; varía desde boninitas a rocas calcoalcalinas (Arc CC), Arc-IAT y arc(a N-MORB).

2.1.1.5. Niveles de lapilli (20). K₂

Afloran muy localmente en el borde S de la Hoja, intercalados entre las metavolcanitas ácido-intermedias de grano fino. Las dimensiones son reducidas, con potencias decimétricas a métricas e inferiores a 1 Km de longitud.

Son rocas piroclásticas de color rojizo y grano grueso, compuestas fundamentalmente por agregados de granos esféricos (lapilli acreccionario) de varios mm, con cemento de carbonatos. Pueden disponerse de forma masiva o bandeada, con laminación gradada.

Como accesorios presentan ilmenita, magnetita y óxidos de Fe-Ti. Las texturas son hipocristalinas, piroclásticas, sin fábricas deformativas. Presentan una alteración ferruginosa importante. Los granos esféricos tienen estructura concéntrica y están formados por partículas de ceniza fina (líticos, vidrio y esferulitos).

Estas rocas son clasificadas como tobas de lapilli acreccionario, e indican un depósito subaéreo con lámina de agua muy reducida.

2.1.1.6. Lentejones o niveles de chert (21). K₂

Aparecen intercalados en la serie volcánica fina, fundamentalmente epiclástica, y con sedimentos. Son rocas bandeadas de grano muy fino, de colores gris crema a negro, de potencia y longitud reducidas (métricas a hectométricas, respectivamente).

En esta Hoja solo se han distinguido en la esquina NE, mezclados con sedimentos y cineritas o tobas finas, como *roof pendants* sobre tonalitas, a veces cobijados por fracturas. En la banda del S, su escaso desarrollo ha impedido que puedan distinguirse en cartografía.

2.1.1.7. Brechas volcánicas dacítico-riodacíticas (22). K₂

Afloran en ambas bandas de la Formación Tireo, en los límites N y S del plano. Son rocas masivas de color gris verdoso, de grano grueso, con estructuras brechoides, formadas por cantos angulosos y subredondeados de origen volcánico en una matriz de similar composición.

Los minerales principales son albita, epidota, moscovita, cuarzo, clorita, mica marrón y actinolita; o plagioclasa, hornblenda y cuarzo. Los accesorios son apatito, circón, ilmenita, pirita y opacos. Las texturas son granolepidoblásticas y nematoblásticas en la banda N, e hipocristalines, porfídicas, en la banda S. Los clastos son agregados de clorita, sericita, albita, cuarzo, epidota y actinolita que pseudomorfizan texturas ígneas variadas (traquíticas, vesiculares, lávicas, etc). También la matriz se ha transformado en un agregado de clorita, sericita, y actinolita muy finas.

Las fábricas deformativas son patentes en el borde N, donde se observa una esquistosidad grosera marcada principalmente por la acumulación de opacos y una asociación metamórfica (sericita-clorita-actinolita) en facies de esquistos verdes.

El quimismo de estas rocas es claramente calcoalcalino (*Arc CC*).

2.1.1.8. Lavas y tobas dacítico-riodacíticas (23) .K₂

Afloran en dos bandas, N y S de la Formación Tireo, en estrecha relación con las brechas volcánicas de la misma composición y pertenecientes al mismo episodio volcánico.

Son rocas masivas de color gris-beige, formadas principalmente por plagioclasa, cuarzo y en algunos casos hornblenda, con opacos, circón, apatito, magnetita, esfena e ilmenita como accesorios; a veces también clinopiroxeno. Las texturas son afaníticas, inequigranular, porfídica, con mesostasia micro y criptocristalina, en parte vesicular.

No tienen una deformación bien manifiesta, pero en el campo aparecen plegadas, con pliegues suaves de amplio radio. Suelen tener alteración importante que consiste en sericitización, albitización y epidotización de plagioclasas, así como cloritización de ferromagnesianos. También presentan rellenos en vacuolas con clorita, pumpellita, epidota, óxidos, opacos y carbonatos.

Estas rocas son clasificadas como lavas y tobas dacítico-riodacíticas porfídicas, y parcial o localmente como autobrechas volcánicas.

Como en el caso de las brechas volcánicas de la misma composición, estas rocas pertenecen a series claramente calcoalcalinas (*Arc CC*).

2.1.1.9. Sedimentos lutíticos y tufitas (24). K₂

Son términos predominantemente detrítico-sedimentarios, aunque siempre presentan alguna influencia de la actividad volcánica. Se trata de niveles lentejonares, sin gran continuidad lateral, que se localizan preferentemente en el techo de la Formación Tireo, a veces cobijados en fracturas. Se encuentran en ambas bandas, N y S de esta formación.

En el borde S son rocas pizarrosas oscuras, en estrecha relación con calizas. Tienen matriz carbonática (62%), y algo arcillosa, con fragmentos de rocas volcánicas, de calizas y restos vegetales carbonizados. El tamaño de grano corresponde principalmente a la fracción limo, con abundante matriz micrítico-arcillosa. También poseen restos de globigerínidos y posibles radiolarios.

Las muestras han sido clasificadas como lutitas-litarenitas finas en tránsito a calizas arcillosas. El ambiente de depósito se corresponde con abanicos submarinos (turbiditas).

Entre los restos fósiles se han clasificado *Hedbergella?* Sp., espículas, radiolarios?, *globotruncana?* Sp., heterohelícidos?, que datarían el Cretácico Superior.

En la banda N estos materiales se encuentran más deformados y recrystalizados por metamorfismo de contacto, ya que se encuentran en contacto con tonalitas. Las muestras se clasifican como esquistos sercíticos (clorítico-albíticos) y en algunos casos anfibolitas corneánicas. Tienen como minerales principales albita, moscovita, clorita y epidota, y en otros casos hornblenda y plagioclasa. Como accesorios, cuarzo, circón, opacos, ilmenita, pirita y magnetita. Las texturas son granoblásticas y nematoblásticas de grano fino. Poseen una fábrica plano-linear producida por deformación dúctil sinmetamórfica, no coaxial, en facies esquistos a subesquistos verdes. En algunas muestras existe una recrystalización estática de alta a media T (facies de corneanas anfibólicas).

2.1.1.10. Lentejones de calizas (25). K₂

Afloran exclusivamente en el borde S, aunque de forma muy reducida: varios lentejones métricos en el núcleo de un sinclinal, con sedimentos o tobas de lapilli, y como clastos silicificados en una brecha de falla al oeste de Mariano Cestero, cerca de la frontera con Haití.

Las calizas son rocas de color oscuro, casi negro, formadas principalmente por micrita y pequeños fragmentos de rocas volcánicas y fósiles (globigerínidos, posibles radiolarios y fragmentos calcáreos, entre ellos algunos de bivalvos). También existen granos de pirita oxidada y glauconita. Tienen una fuerte compactación que origina una orientación bien marcada e intensa recrystalización.

Como fósiles más característicos se han determinado *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., Prismas de *Inoceramus*, además de radiolarios, lamelibranquios, etc, que datan el Senoniano.

El ambiente de depósito corresponde a una plataforma externa o cuenca.

2.1.2. Basaltos de Loma los Guandules-Pelona-Pico Duarte. Basaltos vacuolares (26). K₂

Afloran exclusivamente en la esquina SO, en un afloramiento de aproximadamente dos kilómetros cuadrados, según una banda que entra desde la Hoja de Restauración hasta la frontera con Haití, que debe continuar hacia el NO en dicho país, limitada entre fracturas. El afloramiento coincide con un resalte importante del terreno y se corresponde con una anomalía positiva del campo magnético reducido al polo.

Son rocas masivas, sin fábrica deformativa observable, de color verde oscuro, con abundantes amígdalas o vesículas de tonos claros.

Están formadas por plagioclasas y piroxenos como minerales fundamentales, y posiblemente olivino, totalmente reemplazado. Existen orto y clinopiroxenos, destacando augita y pigeonita o hiperstena. Como minerales accesorios destacan circón, opacos, ilmenita, carbonatos, magnetita y óxidos de Fe-Ti. Las texturas son hipocristalinas, amigdaloidal, porfídica e intersctal, con fenocristales, mesostasia y vacuolas rellenas de minerales secundarios (cuarzo, zeolitas, clorita y calcita). La matriz se encuentra alterada a un agragado sericítico-ilítico-clorítico, con abundantes opacos.

Una muestra (FC-9045) está tomada entre niveles de lapilli al S de Mariano Cestero. Se trata de un afloramiento mínimo, subcircular, que parece responder a una estructura en pipa o chimenea. El afloramiento principal se interpreta en esta Hoja como rocas hipovolcánicas, en su mayor parte, lo que está apoyado por las texturas porfídicas e intersectoriales. Esto no excluye la presencia de estructuras lávicas, bien como lopolitos o la efusión de lavas, como parece ser el caso de los afloramientos dentro de la Hoja de Restauración, en las lomas de Peña Blanca y los Guandules.

Estos basaltos han sido incluidos dentro de la Formación Tireo en las cartografías previas; recientemente (Escuder *et al.*, 2004, en prensa), consideran estos basaltos independientes de la Formación Tireo; serían posteriores y constituirían parte de una meseta oceánica, posiblemente equivalentes a la Formación Siete Cabezas, de edad Maastrichtiano. Estos basaltos se disponen estratigráficamente entre o sobre la Fm Tireo y, de forma característica, en ellos no se han visto intrusiones de venas y filones de leucotonalitas con hornblenda relacionadas con el magmatismo de arco. Por otro lado, encima de estos basaltos toleíticos ricos en Ti (de afinidad OIB), muy diferente del magmatismo de arco

toleítico y calco-alcalino de la Fm Tireo, se dispone la Fm Calizas de Nalga de Maco, cuya edad es Eoceno Medio-Superior.

Secuencias de basaltos de *plateau* o meseta oceánica regionalmente equivalentes, son los basaltos del DSDP Leg 165 (site 1001), datados en 81 Ma (Sinton *et al.*, 2000), la Formación Dumisseau en el SO de Haití, con fauna desde el Campaniano Inferior (74 Ma) a Santoniense Superior (83 Ma) en la parte alta de la sucesión, y Coniacense-Turonense (86-90 Ma) en la parte baja (Maurrasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988), datada por Sinton *et al.* (1998) entre 87-90 Ma; y los basaltos de la Fm Siete Cabezas que intercalan fauna de radiolarios del Santoniano (83-86,5 Ma; Donnelly *et al.*, 1990), datados recientemente por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 69.0 ± 0.7 Ma y 68.5 ± 0.5 Ma (roca total y plagioclasa; Sinton *et al.*, 1998), concordante con el contenido de radiolarios presentes en las intercalaciones de cherts de edad Campaniano Superior (Montgomery *et al.*, 1994).

En el estudio geoquímico estas rocas tienen una afinidad geoquímica muy clara; son basaltos de isla oceánica (OIB) o *back-arcs* de marcada alcalinidad (subalcalinos-alcalinos), que se forman durante o inmediatamente después del *rifting* del arco. Representan el cese del magmatismo del arco de la Fm Tireo y el establecimiento de una cuenca *rift* intra-arco rellena con estas toleitas de afinidad intraplaca.

2.2 Terciario (Mioceno Inf)

2.2.1. Formación Bulla. Conglomerados (27). N₁

Definido en 1922 por Cooke, frente al poblado de Bulla, en un cortado o barranca del Río Mao, y considerado en un principio como de escaso desarrollo lateral; con posterioridad Marcano (1980) lo cita en Jánico, San José de las Matas, alrededores de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón, así como en la parte sur de la Cordillera Central, en San Juan de la Maguana.

Dentro de esta Hoja el Conglomerado Bulla está limitado a la mitad oriental del borde septentrional, al NO de Partido, desarrollándose más ampliamente hacia el N, en la Hoja de Dajabón.

El Conglomerado Bulla es considerado como el miembro basal de la Formación Cercado, al igual que el Conglomerado de Baitoa, pero este con abundantes fósiles marinos y como parte del anterior (Palmer, 1979). En el Conglomerado Bulla Cooke(1922) cita fósiles marinos de aguas someras solo en su parte superior, en la localidad tipo. Sin embargo, Bermúdez (1949) cita fósiles marinos en algunas lentes de arena dentro del conglomerado. Para Marcano (1980) Bulla es azoico y debe considerarse como una formación propia; para este autor el lugar señalado con fauna marina no corresponde al conglomerado, sino que se situaría más al norte, en conglomerados de la Formación Cercado.

El Conglomerado Bulla es de color gris amarillento y está formado por cantos ígneos fundamentalmente, sobre todo de composición ácida (tonalitas y granitoides), pero también de rocas básicas (gabros y basaltos), así como de cuarzo, pizarras, calizas, y cantos de conglomerados. La mayor parte de los cantos presentan una estructuración previa y son de tamaño muy variable, según su proximidad al área fuente, que suele estar condicionada por fracturas. Se encuentran bloques de orden métrico, hasta de ocho metros, muy angulosos a semirredondeados, hasta cantos centimétricos con matriz arenoso-limosa en proporción variable.

El espesor observable suele ser de una o varias decenas de metros, pero pueden llegar a 100m. Cooke (1922) cita una potencia de 120 m en la localidad tipo, que correspondería a la máxima potencia observada. Tienen una disposición subhorizontal, ligeramente buzando al N entre 5 y 15°. Por la distribución y forma de los afloramientos, así como otras características estratigráfico-sedimentológicas, se trata de importantes abanicos aluviales asociados principalmente a la reactivación de fracturas. La base del conglomerado, marcada por una fuerte discordancia, varía entre la Formación Tireo y el Batolito de Loma Cabrera. Esta discordancia marcaría la colisión entre las partes suroccidental y central de La Española (Heubeck, 1988), con la elevación de esta última.

En la Hoja de Monción con el conglomerado se intercalan lentejones formados por cantos predominantemente calizos, muy coralinos, que terminan constituyendo lentejones o niveles de calizas masivas (Caliza de Monción).

La edad atribuida de forma generalizada es Mioceno Inferior, pero puede comprender también parte del Oligoceno terminal, cuando está presente la Caliza de Monción, atribuida

tradicionalmente a esa edad, aunque puede extenderse e incluso limitarse al Mioceno Inferior, según dataciones realizadas durante este Proyecto.

2.3. Cuaternario (Holoceno)

2.3.1. Aluviales: terrazas y fondos de valle (28). Q₄

Son depósitos de gravas, arenas y arcillas que se disponen en los cauces y márgenes de los ríos y arroyos, aunque no de forma continua. Los más importantes están ligados a los ríos Caña, Maguaca y Masacre, también llamado Dajabón, en otros planos topográficos.

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 gran parte de estos ríos y sus principales arroyos, 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 encajamiento reciente e importante de toda la red fluvial. Son depósitos de gravas, arenas y arcillas, que sobresalen desde varios metros a decenas de metros por encima del cauce actual. Destacan los relacionados con el Río Manatí, entre Capotillo e Hipólito Billini, al SO de Loma de Cabrera, ocupando la continuación hacia el NO de una banda brechificada en las tonalitas.

2.3.2. Aluvial-coluvial (29). Q₄

Son depósitos de arcillas y arenas con cantos, de escaso espesor, entre varios dm o m. Se disponen en áreas relativamente planas que normalmente son cultivadas. Además de depósitos, localmente pueden corresponder a suelos residuales debidos a diversos factores: alteración, erosión y actividades agrícolas.

Dentro de esta Hoja se han distinguido al E y SE de Loma de Cabrera, entre las poblaciones de El Cajuil y La Peñita, sobre todo al S de ellas.

2.3.3. Coluvión de derrubios (30). Q₄

Son depósitos de bloques y cantos con matriz de arcillas y arenas, que se localizan en la base de fuertes pendientes, generalmente por influencia de fracturas que parecen tener rejuegos recientes.

Los únicos depósitos de este tipo representados en el plano se sitúan al N de Loma Cabrera y al S del Cerro Chacuey, coincidiendo con el contacto entre gabros y tonalitas, que son las litologías dominantes de los cantos.

3. ROCAS INTRUSIVAS Y FILONIANAS

En este capítulo se realizará una breve descripción de los afloramientos de estos tipos de rocas que han sido cartografiadas en esta Hoja, así como un pequeño resumen de sus características, según los estudios realizados en este Proyecto. En los capítulos de Petrología y Geoquímica, y Tectónica y Metamorfismo, se realizará una descripción más exhaustiva y específica sobre esos temas.

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, con anterioridad a este Proyecto.

Uno de los mayores problemas encontrados para analizar los datos bibliográficos, es que muy a menudo se tiene poca información sobre la naturaleza de la muestra e informaciones muy pobres en cuanto a la descripción de la técnica analítica. 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 zircón (vía disuelta). La ventaja, en relación con los métodos precedentes, radica en la gran resistencia del zircón 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) corresponden a gabros, hornblenditas y ¿anfíbolitas? están tomadas en tres macizos del borde N de la Cordillera Central:

-En el Batolito de Loma Cabrera se obtienen 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)

Tabla 1.

Dataciones absolutas previas al Proyecto

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 dos eventos térmicos: la intrusión de las tonalitas entre 92 y 75 Ma, sobre todo alrededor de 85 Ma (Santoniano) y un segundo 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.

- *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 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 11 han resultado negativos.

El esquema de situación de las muestras, con las técnicas utilizadas, se muestra en la Fig. 3.1, mientras que el conjunto de los 33 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 : anfíbolitas 01JE04J75 y 01JE9013, así como la diorita de El Pino (01GS9233) posiblemente relacionada con el C. Duarte ;

Hoja de Monción : anfíbolita 12FC9102;

Hoja de Jicomé : anfíbolita FC9063;

Hoja de Diferencia : anfíbolitas 07JE04J45 y 07JE04J46

La anfíbolita 12FC9102 de la Hoja de Monción y la anfíbolita 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 anfíbolitas 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 hornblenda-piroxeno (12FC9097)

- Gabros

Las muestras FC-9065 y 12FC9097 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 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 (Santoniense) 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 Superior - Eoceno Superior (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 analizadas por los métodos 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 zircón (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 ¿anfibolitas?), 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 (Kessler *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 Loma de Cabrera se han cartografiado diferentes cuerpos intrusivos (Fig.3.2):

Fig.3.2.

Rocas ígneas

- Peridotitas serpentinizadas
- Batolito de Loma Cabrera
- Pórfidos tonalítico-dacíticos en domos subvolcánicos
- A continuación se describe cada uno de ellos.

3.2.1.Peridotitas serpentinizadas (1)

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 parecen estar conectados geométrica y quizás genéticamente.

En esta Hoja de Loma de Cabrera, las peridotitas afloran principalmente en la parte SO, junto al Arroyo Carrizal, y localmente al N, en los alrededores de Santiago de la Cruz. Se localizan siempre en fracturas importantes, en las que intruyen y se emplazan tectónicamente en niveles superficiales.

La composición de estas rocas, obtenida de dos muestras representativas de ambos afloramientos, es principalmente de olivino, con algunos posibles piroxenos intersticiales y probables plagioclasas; junto a ellos, cromita, ilmenita, óxidos de Fe-Ti y opacos, como accesorios, y serpentina, clorita y sericita como secundarios. La textura es holocristalina, fanerítica, subequigranular, masiva, de grano grueso. Estas rocas no presentan fábricas deformativas sincinemáticas, pero sí un retículo de microfracturas.

Las muestras han sido clasificadas como dunitas serpentinizadas. Por su relación con los afloramientos localizados en las mismas fracturas en la Hoja de Jicomé, estas rocas parecen provenir de un manto residual, debido a procesos de fusión parcial.

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 de Loma 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 en la Cordillera Central 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 veces 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 de esta Hoja, 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 previas a este Proyecto(Ver Tabla 1); 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, sobre todo 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.

Existe una gran anomalía magnética en el conjunto del batolito, con eje centrado en las tonalitas pero sin delimitar bien el cuerpo plutónico (Fig.3.3). Esta gran anomalía positiva está rodeada por anomalías negativas en Tireo al S y Tireo y sedimentos al NE. El macizo básico-ultrabásico del N muestra numerosas anomalías, pequeñas o puntuales, de origen somero, que parecen reflejar más la topografía que las diferenciaciones de cumulos piroxénicos. Por otra parte, los valores radiométricos de K indican contenidos relativamente elevados en el batolito, más altos, en general, que las rocas circundantes, y aunque a veces coinciden máximos magnéticos con valores mínimos de K, más bien lo hacen máximos con

Fig.3.3.

Mapa magnético

Fig.3.4.

Mapa radiométrico

máximos, pero en conjunto, la gran anomalía magnética central del batolito, suele coincidir con valores de radiación intermedia (Fig.3.4). En síntesis, la geofísica aerotransportada del batolito indicaría que parece tratarse de un complejo ígneo con zonación directa, algo menos magnético y con bastante menos radiación de K en la periferia que en el centro, pero con amplio espectro litológico. En más detalle, las distintas facies de rocas ígneas muestran polimodalidad magnética, por lo que resulta difícil de distinguirlas a la escala de este trabajo.

Dentro de esta Hoja, el Batolito de Loma Cabrera se extiende por la mayor parte de la misma, ocupando, aproximadamente el 75% del área. En este batolito se han distinguido los siguientes tipos petrológicos:

- Cumulados piroxénico-olivínicos
- Gabro-dioritas
- Dioritas-cuarzodioritas
- Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas
- Tonalitas porfídicas
- Riolitas porfídicas o microgranitos

3.2.2.1. Cumulados piroxénico-olivínicos (2)

Son rocas ultrabásicas de color verde oscuro a gris-verdoso, de grano grueso, a veces con estructuras bandeadas (bandeado composicional) subhorizontales o buzando suavemente al N, de forma preferente. Afloran entre los gabros de la banda septentrional, como pequeñas masas irregulares, preferentemente en el borde S de esta banda. Presumiblemente deben de existir más afloramientos de este tipo de rocas, difíciles de reconocer y delimitar por la espesa vegetación que recubre las zonas más elevadas.

El estudio al microscopio revela que estas rocas están formadas principalmente por cristales de piroxenos, tanto ortopiroxenos (hiperstena) como clinopiroxenos (augita), plagioclasa, y a veces olivino, de ahí que se clasifiquen como websteritas con o sin olivino. Como minerales accesorios tienen cromita, magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Las texturas son holocristalinas, faneríticas, algo bandeadas, y las propias de cumulados.

Existe un reemplazamiento pseudomórfico del olivino y los piroxenos por minerales secundarios (iddingsita, actinolita-tremolita, clorita y sericita).

Aunque no tienen fábricas deformativas importantes, a veces muestran alguna deformación a favor de bandas, con los piroxenos deformados plásticamente, así como ligera deformación a favor de fracturas y metamorfismo/alteración de los minerales primarios.

3.2.2.2. Gabro-dioritas (3, 4)

Afloran en el tercio NE de la Hoja, constituyendo el núcleo del batolito, rodeado de tonalitas. El afloramiento principal constituye una banda ancha de hasta 5 Km que atraviesa la Hoja, prolongándose hacia el NO (Dajabón) y SE (Santiago Rodríguez). Existen, además, numerosos y pequeños afloramientos en forma de pequeñas intrusiones o enclaves en las tonalitas.

Existen bandas, sobre todo en el contacto del borde S con tonalitas, en las que estas rocas gabro-dioríticas están orientadas o foliadas.

En general, son rocas de color verde oscuro y grano medio a grueso, orientadas o no, según las muestras, y clasificadas como gabros o metagabros, noritas, gabronoritas, gabrodioritas e incluso como doleritas o gabros intergranulares.

Estas rocas están formados por plagioclasa y hornblenda, que pueden ir acompañadas de clinopiroxeno, a veces también ortopiroxeno y muy raramente algo de cuarzo. Como accesorios suelen tener magnetita, ilmenita, opacos, circón, esfena, apatito y óxidos de Fe-Ti; cuando los piroxenos no son principales pueden entrar como accesorios. Las texturas son holocristalinas, faneríticas, a veces bandeadas o foliadas, llegando a granonematoblásticas o blastomiloníticas; también se presentan subofíticas o doleríticas.

Con frecuencia, la mineralogía y texturas del protolito son borradas por la deformación dúctil, que da lugar a una fábrica plano-linear S-C, con una asociación mineral sinmetamórfica de alta T (anfíbolitas blastomiloníticas). En otras muestras tiene lugar una recristalización estática de cuarzo y plagioclasa, así como la superposición de un reemplazamiento retrógrado de anfíboles por clorita, sericita, esfena y opacos, todo a baja T, que puede superponerse a la deformación de alta T.

La datación absoluta de una muestra en gabros bandeados, junto al contacto con cumulos ultrabásicos (FC 9058), ha proporcionado una edad de 105 +/- 6 Ma (Albiano).

3.2.2.3. Dioritas-cuarzodioritas (5)

Afloran en el borde S de la Hoja, en gran parte limitadas por fracturas, en contacto con tonalitas o intruyendo dentro de la Formación Tireo, a la que llegan a producir un metamorfismo de contacto intercinemático.

Son rocas granudas, de grano medio, color gris-verdoso, más resistentes a la erosión que las tonalitas, ocupando zonas más elevadas y produciendo rupturas de pendiente.

Están formadas por plagioclasa, hornblenda, a veces cuarzo en pequeñas cantidades y raramente clinopiroxeno, retrogradado en gran parte a hornblenda. Las plagioclasas, de composición andesina, a menudo zonadas, suelen estar alteradas a sericita y epidota. No suele haber biotita y cuando la hay parece provenir de hornblenda. Como minerales accesorios tienen magnetita, esfena, apatito y opacos.

Estas rocas no muestran ninguna orientación preferencial destacable, salvo muy localmente en fracturas.

La terminación occidental de estos afloramientos es una tira estrecha pinzada entre fracturas. En una muestra tomada, la roca resulta ser dolerita con clinopiroxeno, con textura subofítica y formada principalmente por plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda, posiblemente como facies ígnea de borde.

3.2.2.4. Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas (6,7)

Son rocas granudas, de grano medio a grueso, generalmente leucocráticas, pero con tonos y manchas verdes oscuras, por la presencia más o menos importante de anfíboles (hornblenda). Generalmente son rocas isótropas, pero también las hay bandeadas y foliadas. Son estas las rocas más abundantes en la Hoja, extendiéndose por toda la parte central y bordes NE y NO. Las rocas son clasificadas como tonalitas hornbléndicas a hornbléndico-biotíticas, en algunos casos leucotonalitas, y localmente cuarzodioritas hornbléndicas.

Al microscopio están formadas por plagioclasa, cuarzo y hornblenda, principalmente, acompañadas a veces de biotita y feldespato potásico. Como accesorios presentan magnetita, ilmenita, opacos, óxidos de Fe-Ti, circón, esfena, y ocasionalmente feldespato

potásico pertítico. Como minerales secundarios, clorita, sericita, epidota, prenhita, actinolita, moscovita y algunas veces carbonatos. Las texturas son granudas, holocristalinas, inequigranulares, seriadas a porfídicas.

Las plagioclasas y el cuarzo se presentan, sobre todo, como fenocristales, pero también como minerales xenomorfos e intersticiales; las plagioclasas macladas y zonadas, y el cuarzo limpio o con extinción ondulante.

En algunas muestras existe una ligera orientación magmática con prismas de hornblenda; otras veces los anfíboles se agrupan en dominios concretos como microenclaves. En muchos casos, tanto la mineralogía, las texturas, como las relaciones entre los minerales, sugieren procesos de mezcla efectiva de magmas máfico y ácido (FC-9046). En otras muestras, además de un bandeado magmático con hornblenda y plagioclasa, existe deformación *subsolidus* paralela a dicho bandeado, de carácter protomilonítico. Se trata de una fábrica plano-linear S-C, con deformación intracristalina en anfíboles. Las plagioclasas tienen bordes de reacción y texturas de deformación plástica, extinción y maclas, así como rotación y formación de subgranos en los porfiroblastos. Se trata de una recristalización de alta T que continúa hasta la facies de clorita-epidota amarilla (pistachita).

Dentro de las tonalitas aparece una banda brechificada de un kilómetro de anchura, aproximadamente, con dirección NE-SO, que se extiende desde el Río Dajao, al S de Loma de Cabrera, hasta Hipólito Billini; la misma banda parece continuar hacia el ONO hasta Capotillo, pero erosionada y recubierta por materiales aluviales de fonde de valle. Se trata de las mismas rocas tonalíticas, algo más porfídicas, pero bastante brechificadas por deformación cataclástica. También existe una alteración tardimagmática importante que reemplaza el agregado mineral ígneo por epidota, sericita y clorita. El cemento cataclástico o matriz tectónica es de calcita, clorita, albita y cuarzo.

Son frecuentes las texturas de reemplazamiento pseudomórfico, con sericitización y sausuritización de las plagioclasas, cloritización y epidotización de anfíboles y oxidación de opacos. También se presentan parches secundarios de epidota, sericita, prenhita y opacos.

Las dataciones absolutas(Ar-Ar) realizadas en dos muestras, una de tonalita orientada (FC 9061) y otra de tonalita isótropa (FC 9054), son de 101 +/- 2.2 Ma (Albiano) y 88 +/- 2.5 Ma (Coniaciano), respectivamente.

3.2.2.5. Tonalitas porfídicas (8)

Estas rocas afloran como pequeñas masas subcirculares o alargadas, diferenciadas dentro de las tonalitas, sobre todo al O y SO de la población de Loma de Cabrera y localmente también, de forma más irregular, en el borde de la intrusión tonalítica.

Al microscopio estas rocas están formadas por plagioclasa, hornblenda y cuarzo como minerales principales, y muy raramente también por feldespato potásico. Las texturas son porfídicas y en algún caso fluidales.

Son rocas con fenocristales y matriz o mesostasia micro y criptocristalina de plagioclasa y cuarzo. Tienen una alteración tardimagmática que produce minerales secundarios como clorita, sericita y epidota.

Las características mineralógicas y texturales de estas rocas sugieren que son debidas a mezcla de magmas ácido y básico, en condiciones subvolcánicas.

3.2.2.6. Riolitas porfídicas o microgranitos (9)

Estas rocas afloran exclusivamente en el borde SO del batolito, al S de Capotillo y próximo al poblado de Hipólito Billini. Con frecuencia están muy fracturadas y con diquecillos próximos a N-S. Localmente presentan abundantes sulfuros/óxidos, diseminados o en fracturillas.

Son rocas de color claro, blanquecino-amarillento, leucocráticas, de grano fino a medio, formadas por plagioclasa (oligoclasa con rebordes albíticos), cuarzo, con crecimientos intersticiales y feldespato potásico, como microclina perfitica en venas. Como accesorios tienen magnetita, ilmenita, opacos, óxidos de Fe-Ti, circón, apatito, esfena, y a veces biotita. Las texturas son holocristalina, inequigranular, gráficas y pegmatíticas o granofídicas.

Existe una intensa alteración y reemplazamiento tardimagmático que puede ser propilitica, con parches de epidota amarilla (pistachita), o alteración cálcica con agregados de esfena.

Se trata de rocas subvolcánicas de emplazamiento somero, clasificadas a veces como leucogranitos o leucotonalitas biotíticas, procedentes de fundidos magmáticos muy evolucionados y ricos en fluidos.

3.2.3. Pórfidos tonalítico-dacíticos en domos subvolcánicos (10)

Afloran exclusivamente en el borde SO de la Hoja, en dos bandas irregulares y estrechas, con anchura máxima de 750 m.

Son rocas granudas de color gris oscuro a rojo pajizo cuando están alteradas, que intruyen de forma irregular en el resto de las rocas volcánicas de la Formación Tireo, sobre todo en las rocas ácidas, con las que llegan a confundirse, siendo difícil, a veces, establecer unos límites precisos de separación entre ambas.

Aunque estas rocas se agrupan como un solo término, puede que equivalgan a dos episodios subvolcánicos en relación con los dos volcanismos ácidos: lavas y tobas riolíticas y brechas dacítico-riodacíticas.

Las muestras representativas de ambos afloramientos han sido clasificadas como pórfidos tonalíticos con hornblenda y dacitas porfídicas con hornblenda, respectivamente.

Los pórfidos tonalíticos están formados por plagioclasa, cuarzo y hornblenda como minerales principales, mientras que el cuarzo pasa a ser secundario en las dacitas porfídicas. Como secundarios más abundantes tienen opacos, apatito, circón, magnetita, ilmenita, e incluso en alguna muestra feldespatos potásicos en forma de microclina. Las texturas son holo-hipocristalinas, inequigranulares y porfídicas. Las plagioclasas y el cuarzo se presentan como fenocristales o como agregados granofídicos en la mesostasia, que a veces es microcristalina, fluidal o traquítica.

En ningún caso se aprecian fábricas deformativas, pero localmente existe brechificación. También existe una alteración importante, tanto de los fenocristales como de la mesostasia o matriz (cloritización, epidotización y sericitización). Hay agregados de epidota, clorita, esfena y actinolita-tremolita tardi y postmagmáticas, a veces como rellenos de fracturas.

3.3. Rocas subvolcánicas y filonianas

3.3.1. Pórfidos riolíticos (11)

Son rocas leucocráticas de color amarillento, beige o gris claro, que se disponen en diques finos con espesores de uno o dos metros y longitudes de decenas a centenas de metros. Se han distinguido exclusivamente en el borde SO de la Hoja, al O y S de Mariano Cestero, alojados siempre en fracturas con direcciones regionales y muy brechificados.

La composición de estas rocas es idéntica a la de las riolitas porfídicas o microgranitos, pero con menor grado de cristalización y muy brechificadas. Deben corresponder a la misma etapa magmática.

3.3.2. Pórfidos básicos (12)

Están ampliamente distribuidos dentro del Batolito de Loma Cabrera, destacando fuertemente dentro de las masas tonalíticas.

Las direcciones corresponden a las propias de la fracturación: E-O predominantes, NE-SO, NO-SE y N-S.

Son rocas oscuras de grano fino a medio, formadas por plagioclasa, anfíbol y a veces piroxenos y/o cuarzo, como minerales principales. Las plagioclasas se encuentran macladas y zonadas. De accesorios tienen opacos, magnetita, esfena, ilmenita, apatito, circón y óxidos de Fe-Ti. Las texturas son holocristalinas, faneríticas, isótropas, ofíticas-subofíticas a microporfídicas, propias de enfriamiento rápido.

Presentan una alteración hidrotermal tardimagmática más o menos intensa, con formación de clorita, sericita, epidota, prenhita y actinolita-tremolita.

Algunas muestras presentan cierta elongación mineral por flujo, y excepcionalmente algunos diques con dirección regional (aproximadamente E-O) presentan texturas foliadas debidas a cristalización mineral durante el campo de esfuerzos, lo que indica que intruyeron en etapas sincinemáticas.

La mayoría de los diques son postcinemáticos, no presentan fábricas deformativas importantes, aunque sí fracturación.

Las muestras son clasificadas como doleritas, microdioritas y melanogabros o microgabros.

3.3.3. Pórfidos tonalíticos (13)

Corresponden, al igual que los diques básicos, a un cortejo de diques subvolcánicos que acompañan a los cuerpos intrusivos en etapas tardías de diferenciación magmática.

Estos diques, junto con los aplítico-pegmatíticos, corresponden a los mismos sistemas de fracturación, con idénticas direcciones que los diques básicos.

En algunos lugares existen diques ácidos y básicos en contacto y con la misma dirección, siendo difícil establecer con precisión las relaciones entre ambos.

Son rocas filonianas porfídicas, de color claro, formadas por plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda como minerales principales, con opacos, monacita, apatito, circón, magnetita, ilmenita y esfena como accesorios. Las texturas son holocristalinas, faneríticas, inequigranulares, porfídicas o algo granofídicas.

Las plagioclasas se presentan en forma de grandes prismas subidiomorfos y como agregados finos intercrecidos con cuarzo en la matriz. El cuarzo también como fenocristales, en grandes granos, mono y policristalinos. Hay agregados de minerales secundarios, tales como epidota, clorita, esfena, sericita, actinolita-tremolita y opacos, tardi y postmagmáticos, así como en relleno de fracturas. Algunos diques aparecen zonados, con una facies central con texturas subvolcánicas, intercrecimientos mirmequíticos y granofídicos y mesostasia de agregados con intercrecimientos mirmequíticos y radiales. La facies de borde es algo microporfídica, con intercrecimientos gráficos y granofídicos en la mesostasia. En ambas facies existe una alteración tardimagmática.

3.3.4. Diques aplítico-pegmatíticos (14)

Se encuentran distribuidos por todo el batolito, pero son más abundantes dentro de las intrusiones tonalíticas, con las direcciones propias de fracturación, igual que los pórfidos básicos.

Los diques aplo-pegmatíticos y básicos son en gran parte simultáneos, como lo atestigua el hecho de que, en algunos casos, a lo largo del mismo dique cambian de composición de forma alternativa.

Son rocas masivas, leucocráticas, de grano fino a medio, formadas por plagioclasas y cuarzo como minerales principales, que se presentan a veces como fenocristales, más raros de feldspatos y cuarzos globulosos, en una matriz microcristalina. También puede haber biotita y moscovita. Como minerales accesorios destacan opacos, monacita, xenotima, circón, esfena e ilmenita. Las texturas son holocristalinas, faneríticas y subofíticas.

Existe una alteración sericítica importante, junto a otros minerales secundarios como clorita, epidota y albita, que reemplazan a minerales primarios, a veces como posibles enclaves, junto a minerales opacos.

Estas rocas no presentan orientación ligada a deformación regional, pero sí extinción ondulante del cuarzo y ligero estiramiento de los cristales de plagioclasa, fenómenos posiblemente ligados a la intrusión.

En el borde oriental de la Hoja existe una amplia red de diques de este tipo con direcciones variables, con potencias del orden cm-dm, que raramente alcanzan el metro, y separados entre sí desde dm a Dm, más frecuentemente un metro, que no se pueden individualizar a esta escala cartográfica, por lo que se ha delimitado la zona donde son muy numerosos.

3.3.5. Diques de cuarzo (15)

Los diques de cuarzo son relativamente abundantes, tanto en las rocas intrusivas como en las volcánicas de la Formación Tireo, pero con dimensiones insignificantes.

En cartografía se han distinguido cuando adquieren dimensiones mayores (potencias de orden métrico y longitudes de decenas a centenas de metros). Tienen direcciones bastante norteadas, N-S a N30E, y más raramente N50-60E.

Los principales diques que se han distinguido en cartografía se encuentran dentro de la intrusión tonalítica, al S de Capotillo (Cerro de La Paloma) y OSO de Santiago de la Cruz.

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. 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 en la Hoja de Restauración y borde SO de Loma de Cabrera, hasta filitas y esquistos en facies de subesquistos y esquistos verdes en las hojas de Jicomé y Diferencia; el cambio en esta hoja coincide con las fallas de La Guácara y Macutico-Burende.

Los principales tipos petrográficos sin metamorfismo, encontrados en la Fm Tireo son: tobas andesíticas líticas o cristal-vítreas, lavas dacíticas y riodacíticas porfídicas con hornblenda, riolitas, cristaltobas dacíticas líticas y tobas dacíticas vítreas-líticas.

Las tobas andesíticas son rocas de color gris-verdoso oscuro, con fenocristales rotos de clinopiroxeno, hornblenda, plagioclasa y algunos de cuarzo volcánico. El piroxeno es augita. Algunas muestras son tobas líticas, piroclásticas, con vidrio volcánico transformado y restos de anfíboles cloritizados, formando agregados de partículas desvitrificadas; los fragmentos de rocas son desigualmente abundantes. Algunas muestras están formadas principalmente

por agregados cuarzo-feldespáticos, productos de la desvitrificación y recristalización del vidrio. Los carbonatos rellenan los huecos y vesículas junto a rebordes de clorita, o reemplazan a la plagioclasa. Como minerales producto de la alteración secundaria se forma también un agregado sericítico-ilítico-clorítico, con prenhita, calcita y opacos.

Las lavas dacíticas y riodacíticas porfídicas con hornblenda se caracterizan por la presencia de fenocristales y matriz. Los fenocristales son de plagioclasa y anfíbol de subidío a xenomorfos, que pueden aparecer elongados paralelamente definiendo una fluidalidad en la lava. En los tipos riodacíticos aparecen también fenocristales de cuarzo y en ocasiones de flogopita. Como componentes accesorios aparece clinopiroxeno (en las dacitas), circón, opacos, ilmenita, carbonatos, magnetita y óxidos de Fe-Ti. Las plagioclasas presentan un zonado oscilatorio complejo y rebordes más albíticos, frecuentemente agrupándose formando agregados en sinneusis. El anfíbol es una hornblenda verde-parda en prismas aciculares. La mesostasia está compuesta por microfenocristales de plagioclasas sericitizadas, que se destacan sobre un agregado desvitrificado, micro y criptocristalino, de clorita, zeolitas y opacos. En algunas lavas la magnetita forma cristales milimétricos relativamente abundantes. Otros minerales secundarios son sericita, calcita, pumpellita, prenhita, cuarzo y óxidos de Fe, que en las facies de brechas pueden formar rellenos entre los fragmentos.

En la Fm Tireo los depósitos de toba presentan un gran desarrollo espacial y una gran variabilidad, tanto en el tamaño de grano de las partículas como en las proporciones relativas de componentes vítreos, líticos y de cristales. Los fragmentos de vidrio son subangulosos y están desvitrificados a clorita, originando coloraciones en los depósitos volcánicos verdes y verde-marrón. Los componentes líticos son predominantemente de lavas porfídicas con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno. Los fragmentos de cristales son de plagioclasa, hornblenda y piroxenos. La parte vítrea de los fragmentos y la matriz entre los clastos ha sido alterada a prenhita, pumpellita, laumontita, clorita, epidota pistachita, paragonita y celadonita.

Son especialmente abundantes dos tipos de tobas dacíticas de grano grueso: cristaltobas y tobas vítreas-líticas. Las cristaltobas dacíticas son muy ricas en fragmentos de cristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina y anfíbol, junto a esporádicos fragmentos líticos también de grano generalmente grueso. Estos depósitos se presentan estratificados, con estructuras en flamas y una característica alteración de color verde, clorítica, en los fragmentos líticos, con

formación asociada de parches de esferulitos. Como componentes accesorios contienen apatito, pirita, ilmenita, magnetita y óxidos de Fe-Ti. Los fragmentos líticos son de rocas volcánicas intermedias y ácidas (dacíticas y riodacíticas) de texturas variadas: fluidales, traquíticas, porfídicas con fenocristales de plagioclasa y más escasas afaníticas. A menudo se disponen aplastados definiendo la estratificación. La matriz entre fragmentos está desvitrificada y alterada, con formación de zeolitas, calcita, clorita, albita, sericita y cuarzo. La alteración también produce la sericitización, albitización y carbonatación de la plagioclasa, la cloritización del vidrio y los escasos ferromagnesianos, y la oxidación de pirita, magnetita y opacos.

Las tobas vítreas-líticas, dacíticas, son variedades piroclásticas ricas en fragmentos de vidrio volcánico de color verde y fragmentos líticos de grano grueso. El conjunto de los clastos se dispone ordenado en función del tamaño de grano definiendo la estratificación. En estas tobas, el vidrio aparece completamente cloritizado y paragonitizado y los líticos se corresponden con rocas dacíticas y riodacíticas de texturas fluidales, microporfídicas y afaníticas. Se distinguen también escasos cristales de plagioclasa y de feldespato-K (sanidina) variablemente alterados.

Las litologías de la Fm Tireo más deformada, aparecen al NNE de la Falla de Macutico-Burende, aunque no de forma generalizada; frecuentemente las rocas están deformadas y metamorfizadas, transformándose a tipos metavolcánicos intermedios y ácidos. Dentro de esta banda el aumento de la deformación se hace más patente hacia el E.

Las principales litologías son: metatobas líticas y andesíticas, metatobas dacíticas y riodacíticas, y filitas/esquistos cuarzo-moscovítico-cloríticos.

Las metatobas líticas andesíticas son de color verde-gris 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 indica 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 y 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 reemplazan a clastos volcánicos aplastados. Cuando aparece, el anfíbol tremolítico-actinolítico es de grano muy fino y forma nematoblastos aciculares en zonas ricas en albita y epidota. La epidota aparece formando 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 la 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 sombras 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, las cuales indican condiciones metamórficas de la facies de los subesquistos y los esquistos verdes de más baja-T, respectivamente.

Las rocas metavolcánicas ácidas son filitas y esquistos albítico-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, prenhita, 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 con prenhita. Se observan parches y venas rellenas de prenhita y clorita. 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, prenhita 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, prenhita, clorita, sericita y agregados de epidota. La clorita aparece pseudomorfizando a probables ferromagnesianos escasos y fragmentos líticos.

Al sur de la Zona de Falla de La Española hasta el contacto septentrional del BLC, y dentro de él como *roof pendants*, aparecen siguiendo una banda de dirección NO-SE afloramientos de rocas metavolcánicas composicionalmente variadas y, en general, esquistosadas y metamorfizadas, que han venido siendo denominadas como el Complejo Dajabón (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 equivalentes. Estos materiales afloran en las Hojas de Dajabón, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Jicomé y Monción. La intrusión del batolito ha desarrollado también en su entorno aureolas de rocas corneánicas, así como enclaves y *roof pendants* a techo del macizo.

Litológicamente está compuesto por metabasaltos y metaandesitas, metatobas y metabrechas volcánicas de composición intermedia, metavolcanitas intermedias y ácidas, metasedimentos, metacherts y, en las zonas menos metamorfizadas, alternancias de calizas y cherts negros. Los principales tipos litológicos volcánicos reconocidos son metavolcanitas intermedias-básicas y lavas riodacíticas con hornblenda.

Las metavolcanitas intermedias-básicas son rocas de tonos gris-verdosos claros, con fenocristales de ferromagnesianos inmersos en una matriz de grano muy fino, afanítica recristalizada, por lo que el protolito debió ser una lava andesítica o basáltica de textura microporfídica y probablemente vesicular. Al microscopio, presentan texturas granoblásticas y nematoblásticas poco o nada elongadas. Presentan una asociación mineral metamórfica compuesta por anfíbol, clorita, albita, mica blanca, epidota, calcita y escaso cuarzo, con apatito, circón, ilmenita, pirita y opacos como accesorios. Las posibles vacuolas están rellenas de calcita, actinolita y epidota. El anfíbol verde, poco pleocroico, es de composición tremolita-actinolita y forma un agregado de microprismas radiales que reemplazan a gran parte de la roca, junto a lepidoblastos muy finos de clorita y mica blanca y agregados ricos en opacos. Los fenocristales de ferromagnesianos ígneos están reemplazados por agregados de clorita, actinolita, albita y opacos. La asociación mineral presente es indicativa de un metamorfismo estático en facies de los esquistos verdes de baja-T.

Las lavas riodacitas con hornblenda y porfídicas son rocas con fenocristales milimétricos de cuarzo, plagioclasa y hornblenda, con una mesostasia de color gris oscuro alterada y desvitrificada. Estas rocas debieron extruir formando domos riodacíticos. Presentan texturas hipocristalinas, porfídicas, de mesostasia afanítica desvitrificada. Mineralógicamente están compuestas por hornblenda, plagioclasa y cuarzo, como componentes principales, con opacos, óxidos de Fe-Ti y epidota, como componentes accesorios. Al microscopio están constituidas por fenocristales de subidido a alotriomorfos milimétricos de hornblenda pleocroica verde-marrón, plagioclasas de composición oligoclasa-andesina y cuarzo. La plagioclasa suele formar agregados en sinneusis y el cuarzo cristales limpios con texturas en golfos de corrosión. La mesostasia está formada por un agregado micro y criptocristalino de cuarzo y feldespatos, procedentes de la desvitrificación de la pasta vítrea original, tendiendo a formar en zonas texturas esferulíticas. En algunas muestras, se observan facies de autobrechas en las que los fragmentos están reemplazados pseudomórficamente por albita y agregados de sericita y epidota, rodeados por una matriz clorítica.

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 accesoría 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; (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 y félsicos 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 volcano-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 metamorfizados 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; desarrollo de 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.

4.2.2.1. 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 intracristalina. 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-cumulus* 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.

4.2.2.2. 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 centro-occidental de Cerro 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, que se extiende en las Hojas de Santiago Rodríguez y Loma de Cabrera, y que ha proporcionado las edades intrusivas más antiguas del BLC de 123 Ma (K-Ar; Kesler *et al.*, 1977).

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 cuarzodioritas 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 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 *subsolidus* 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 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. En la cantera situada al E de la localidad de Santiago de la Cruz, se ha observado la brechificación de las wehrlitas de grano grueso y las piroxenitas con olivino al intruir en ellas las facies de gabros y melanogabros. En las proximidades del contacto, los xenolitos de rocas ultrabásicas son abundantes y en muchos casos rodeados de un borde de reacción oscuro rico en hornblenda. 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 estado magmático al 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 pleocroicos 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 corroídos, 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 accesoría. 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, leucoxeno 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.

4.2.2.3. Tonalitas con hornblenda \pm biotita

La unidad de tonalitas con hornblenda \pm 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 las hojas 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 al 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 gabróico-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 feldespató-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 *subsólido* 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 relictos 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 recristalizado dinámicamente. El cuarzo ha recristalizado 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 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, circon, 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

Las leucotonalitas con biotita y moscovita son generalmente facies de grano grueso, afíricas, bastante masivas y con escasa biotita-moscovita como minerales ferromagnesianos (M<10%). Texturalmente son rocas granudas, holocristalinas, faneríticas, inequigranulares

tendente a seriadadas. Mineralógicamente están formadas por plagioclasa, cuarzo (>20%), biotita y moscovita ($M < 10\%$; biotita < 10%), siendo generalmente el feldespato potásico accesorio. Cuando aparece en mayor abundancia modal, la roca se clasifica como un leucogranito biotítico-moscovítico. Como accesorios aparecen feldespato potásico, xenotima, monacita, apatito, circón, esfena, ilmenita y opacos. En estas rocas la biotita es roja, pleocroica, y forma delgadas láminas de varios milímetros de longitud. Está alterada y reemplazada en zonas a un agregado de clorita, opacos y óxidos de Fe-Ti. La plagioclasa es de composición oligoclasa-andesina y forma grandes prismas de bordes más albíticos entrecruzados, que exhiben un complejo zonado oscilatorio, y cristales más pequeños junto al cuarzo. Presenta antipertitas en venas y parches de feldespato-K. El cuarzo forma grandes granos ovoides, mono y policristalinos, de contactos frecuentemente ondulados o suturados y aparece también como intersticial. El feldespato-K es una microclina perítica en venas y parches, que exhibe contactos reaccionales frente a la plagioclasa. En estas rocas hay agregados de epidota, clorita, esfena y opacos, tardi y post-magmáticos.

4.2.2.4. Intrusivos en la Fm Tireo

La Fm Tireo aparece intruida por un conjunto de cuerpos irregulares en forma de domos, diques y filones de composición variable, relacionados tanto con el cortejo filoniano del plutonismo tonalítico, como con el magmatismo de los Basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte. Los tipos petrográficos representados en la Hoja de Loma Cabrera son leucotonalitas con hornblenda y dacitas subvolcánicas.

Las masas subvolcánicas de leucotonalitas con hornblenda son rocas porfídicas con fenocristales de hornblenda acicular y matriz rosada de afanítica a microgranuda. En algunos cuerpos subvolcánicos dacíticos, la hornblenda y la plagioclasa están orientadas por fluidalidad. En estas rocas, el anfíbol verde pleocroico es hornblenda basáltica, que forma prismas idiomorfos y agregados radiales. Los fenocristales de plagioclasa presentan macla simple y un zonado normal u oscilatorio hacia bordes de albita. La matriz está compuesta por pequeñas plagioclasas tabulares, con macla de ley simple, agregados de cuarzo policristalinos y opacos. Los diques de leucotonalitas con hornblenda son rocas faneríticas de grano fino, inequigranulares, con fenocristales de hornblenda a veces fluidal. 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-K (microclina, sanidina) como

principales, y por apatito, circón, esfena, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. En todas estas rocas filonianas se superpone una variable alteración, en la que el anfíbol y los feldespatos son sericitizados y epidotizados. La clorita reemplaza en el borde al anfíbol, donde también crecen agregados y finos parches de pistachita.

4.2.2.5. 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 intruyen 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. Basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte

En la cartografía geológica se ha distinguido por sus características litológicas, petrográficas y geoquímicas, un potente conjunto de basaltos masivos, denominado de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, que se dispone estratigráficamente sobre la Fm. Tireo y constituyen la parte culminante de la secuencia magmática de la zona. Esta unidad litológica se localiza en sectores topográficamente elevados de la zona estudiada, formando parte de las sierras y alineaciones de cerros en los sectores de Loma de Los Guandules-Loma de Peña Blanca, en la Hoja de Restauración, y en el sector de Loma Pico del Barranco-Loma La Pelona-Pico Duarte, al sur de la Hoja de Lamedero; dentro de la Hoja de Loma Cabrera afloran escasamente (2 Km²) en el borde SO, entre la Hoja de Restauración y la frontera con Haití.

Debido a la inaccesibilidad de la parte topográficamente más elevada de la Cordillera Central donde se localizan los afloramientos de esta unidad y la ausencia de afloramientos en muchos sectores por la vegetación, los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte no han podido ser muestreados con mucho detalle. Sin embargo, la unidad parece ser litológicamente muy homogénea en todos los sectores, estando compuesta por potentes tramos de flujos lávicos de basaltos masivos, en los que las zonas centrales de las coladas pueden aparecer facies doleríticas y en las zonas marginales basaltos variablemente vesiculares y vítreos, con minoritarios niveles hialoclásticos asociados. Texturalmente se trata de fundamentalmente basaltos afíricos, que localmente intercalan niveles de basaltos porfídicos con plagioclasa glomeroporfídica y piroxeno. La unidad no aparece deformada dúctilmente ni presenta desarrollo de esquistosidad.

Estos basaltos se disponen estratigráficamente sobre la Fm Tireo y, de forma característica, en ellos no se han visto intrusiones de venas y filones de leucotonalitas con hornblenda relacionadas con el magmatismo de arco, por lo que temporalmente son posteriores a la Fm Tireo y al emplazamiento del Batolito de Loma de Cabrera. Por otro lado, encima de estos basaltos toleíticos ricos en Ti (de afinidad OIB), muy diferente del magmatismo de arco toleítico y calco-alcalino de la Fm Tireo, se dispone la Fm Calizas de Nalga de Maco, cuya edad es Eoceno Medio-Superior.

Los tipos petrográficos estudiados son toleitas olivínicas-vesiculares y doleritas con clinopiroxeno.

Las toleititas olivínicas-vesiculares son rocas volcánicas lávicas coherentes, de composición basáltica y textura porfídica de mesostasia afanítica de color verde y vesicular. Las vesículas aparecen rellenas de zeolitas, clorita y epidota. Texturalmente son rocas hipocristalinas, de afaníticas a faneríticas, variablemente porfídicas, de mesostasia ofítica, y vesiculares. Mineralógicamente están compuestas por olivino, clinopiroxeno y plagioclasa como componentes principales y fenocristales; espinela, ilmenita, magnetita y opacos como componentes accesorios; y epidota, clorita, sericita, albita, pumpellita y otras zeolitas como componentes secundarios. Al microscopio, las toleititas están compuestas por escasos fenocristales de olivino y clinopiroxeno de idio- a subidiomorfos, que se destacan en una matriz afanítica recristalizada y vesicular. El olivino aparece fresco en algunos casos y forma junto al clinopiroxeno agregados dispersos entre la mesostasia. El clinopiroxeno está zonado y es augita titanada. La plagioclasa puede aparecer como escaso fenocristal y normalmente en la mesostasia de texturas ofíticas. En otras muestras la mesostasia está completamente transformada a un agregado de clorita, epidota y sericita, aunque preserva la textura ofítica en zonas. Los abundantes óxidos de Fe-Ti están oxidados y reemplazados por opacos. Por sus características minealógicas se trata de toleititas con olivino, posiblemente alcalinas. Frecuentemente, los basaltos presentan una intensa alteración verde, hidrotermal, consistente en la serpentización y cloritización del olivino, la cloritización y epidotización del clinopiroxeno, la sericitización, epidotización y cloritización de la mesostasia, y la oxidación de los opacos.

Las doleritas con clinopiroxeno son rocas volcánicas/subvolcánicas de textura isótropa intergranular. La roca presenta una variable alteración hidrotermal, especialmente en los ferromagnesianos. Mineralógicamente están compuestas por augita y plagioclasa como componentes principales, con magnetita y opacos como componentes accesorios. Al microscopio, las doleritas están compuestas por un entramado de fenocristales de plagioclasas tabulares entrecruzadas, en cuyos huecos se aloja el clinopiroxeno y algo de olivino. La plagioclasa aparece formando prismas tabulares de idio- a subidiomorfos, bastante alargados y dando agregados radiales milimétricos, con zonados oscilatorios y sectoriales. En general, aparecen poco reemplazadas a epidota, sericita, albita, pumpellita y clorita. El clinopiroxeno es una augita rosa algo pleocróica, que forma granos prismáticos subidiomorfos y microfenocristales dispersos entre la plagioclasa, apareciendo reemplazados a un agregado pseudomórfico de clorita, epidota y sericita. La magnetita de la mesostasia aparece oxidada y reemplazada por opacos.

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 al 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%), TiO_2 (0.01%), P_2O_5 (0.01%), Cr_2O_3 (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 LiBO_2 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 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 estandar.

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 Los Guandules-Pelona-Pico Duarte; y el magmatismo Paleógeno de la Fm Magua, espacialmente limitado a la La Zona de Falla de la Española. (Fig.4.1)

Fig.4.1.

Esquema geoquímico-estratigrafico

En esta Hoja solo están representados el segundo y tercer episodios por medio de la Fm Tireo, el Batolito de Loma Cabrera y los basaltos de Loma Los Guandules-Pelona-Pico Duarte. A continuación se hace una síntesis del estudio geoquímico referido a estas formaciones o unidades; el estudio completo puede consultarse en la documentación complementaria.

4.3.3. 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 2 series de rocas ígneas (Tabla 3): rocas relacionadas con un magmatismo de arco y los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte de afinidad OIB, que se describen en otro apartado. 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; intrusivos dacíticos y tonalíticos; y andesitas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina.

Tabla 3.
Geoquímica de la Fm Tireo

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. 4.2)

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 calcoalcalinos con un alto-K a lo largo del Cretácico Superior.

Los trabajos cartográficos, litológicos, petrológicos y geoquímicos realizados en el marco del 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 equivalentes. 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 2 series ígneas (Tabla 4): metabasitas y anfibolitas relacionadas con un magmatismo toleítico de arco isla primitivo (IAT y rocas boniníticas; FC 9066, FC 9056 y FC 9063); y metandesitas y metariolitas relacionadas con un magmatismo calcoalcalino de arco más evolucionado (MJ 9141, PU 9024, PU 9252 y FC 9057).

Fig. 4.2.

Diagramas binarios de la Fm Tireo

Tabla 4.

Geoquímica del Complejo Dajabón

Las metabasitas y anfibolitas incluyen composiciones de basaltos picríticos, basaltos y basaltos andesíticos ricos en Mg, pobres en TiO_2 , Al_2O_3 y álcalis, muy poco fraccionados, por lo que debe tratarse de magmas primarios. Estas anfibolitas caen en el campo de bajo K, siguiendo una tendencia toleítica pobre en K; sin embargo, los contenidos en álcalis y otros elementos pueden haber sido movilizados durante la deformación y metamorfismo; gradúan entre basaltos y basaltos/andesitas subalcalinos. Presentan una afinidad toleítica, diferenciándose de las rocas calco-alcalinas, mientras que por otra parte se alinean en el campo de las toleitas de arco isla (IAT) y son rocas típicas de series calco-alcalinas relacionadas con subducción. Son patentes las similitudes composicionales con la Fm Tireo. Presentan respecto a N-MORB contenidos similares o más altos en LIL (Sr, Rb y Ba) y un empobrecimiento en HFSE y REE. Las REE se alinean paralelas a relaciones roca/N-MORB de 0,4-0,6 y presentan ligeras anomalías negativas en Nb-Ta y, en ocasiones, en Th. Las IAT presentan HREE planas o con una muy ligera pendiente negativa, por lo que se trataría de IAT pobres en Ti y en LREE. Presentan un ligero empobrecimiento o enriquecimiento en LREE. Todas estas características sugieren una fuente mantélica somera y empobrecida para los magmas. En las toleitas existen rocas con $SiO_2 > 53\%$, $MgO > 7-8\%$ y $TiO_2 < 0,5$ (FC9066, FC9056), que caen dentro de la definición de boninitas. Estas rocas, además, suelen presentar contenidos muy bajos en HREE y un ligero enriquecimiento en LREE, por lo que son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

Las rocas calcoalcalinas son metaandesitas y metarriolitas, de relativamente poco a bastante fraccionadas (Mg# de 62 a 35) y pobres en K_2O (<2% incluso en riolitas) y en Na_2O (entre 3,0 y 3,5%). Presentan contenidos altos en Sr (130-600 ppm) y Al_2O_3 (12,0-16,0%), por lo que las andesitas son ricas en alúmina, y bajos en TiO_2 (<0,6%) y MgO (<3,3%). Estas rocas intermedio-ácidas caen en el campo pobre en K, aunque los álcalis y otros elementos pueden haber sido movilizados; son andesitas, dacitas y riodacitas subalcalinas, y como la Fm Tireo muestran una afinidad calcoalcalina.

Las andesitas y riolitas calcoalcalinas presentan un fuerte enriquecimiento en elementos LILE (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr), K, U y Th, junto a un empobrecimiento en HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti, Y, Yb), REE, y en especial HREE, característicos de magmas generados en zonas de subducción, con una posible fuente mantélica empobrecida, similar a la de los basaltos N-MORB.

En conclusión, el Complejo Dajabón es el equivalente deformado y metamorizado de la Fm Tireo en el sector geográfico situado al N del batolito de Loma de Cabrera y al S de la Zona de Cizalla de La Española. Como en la Fm Tireo, la evolución desde toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti (boniniticas) 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. No obstante, mientras que en el Complejo Dajabón existe paridad entre las series toleíticas de arco primitivo y las series calcoalcalinas, en la Fm Tireo predominan las rocas de quimismo calcoalcalino, lo que unido a su edad relativa más moderna, indicaría la existencia de una polaridad magmática en el arco isla más moderna y evolucionada progresivamente hacia el S.

4.3.4. 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 5): (1) rocas ultramáficas, principalmente piroxenitas; (2) gabros y gabronoritas; (3) dioritas y cuarzo-dioritas; (4) tonalitas con hornblenda \pm 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.

Tabla 5.

Geoquímica del Batolito de LomaCabrera

La mayoría de las rocas son pobres en K_2O , clasificándose en un diagrama normativo An-Ab-Or las rocas con $>10\%$ Qtz normativo como tonalitas y algunas como trondhjemitas. Las piroxenitas caen en 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 Tireo gradúan desde composiciones de toleitas ricas en Fe hasta riolitas toleíticas. (Fig.4.3). 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 Tireo, magmáticamente relacionada, resulta ser muy similar.

El batolito se clasifica como subalcalino, al igual que las rocas de la Fm Tireo 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

Fig.4.3.

Diagramas terciarios del BLC

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).

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 en los gabros de Cerro Chacuey (FC9059 y FC9058), gabros y gabronoritas de la Hoja de Santiago Rodríguez (JE9007 y JE9008) y gabros del NE de Partido (FC9063 y FC9065). Estas rocas presentan un patrón plano de REE y muy ligeras o ausencia de las anomalías descritas de Th (que es negativa), Nb y Ti. Algunas de estas rocas poseen bajos contenidos en TiO_2 (<1%) y de LREE, siendo similares en composición y similar Mg# al grupo de toleitas de arco isla que caracterizan el magmatismo más primitivo de la Fm Tireo, por lo que podrían representar también las facies plutónicas o subvolcánicas de dicha etapa más temprana. Estas características 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-alcalina 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.

4.3.5. Basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte

Debido a su composición y similar posición estratigráfica, en este estudio estos basaltos son comparados con los basaltos de la Fm Siete Cabezas del área de Bonaó, con el fin de establecer su equivalencia.

Coincidiendo con los datos petrográficos, las rocas de esta unidad constituyen composicionalmente un grupo exclusivamente de basaltos con un restringido contenido en SiO₂, entre 47,6 y 50%, de poco a moderadamente fraccionadas, con Mg# de 58 a 52, consistente con los contenidos en Ni=94-143 y Cr=230-480 ppm. Presentan contenidos altos en álcalis (K₂O+Na₂O entre 2,0 y 2,6%), en TiO₂ (1,5-3,6%) y en P₂O₅ (0,15-0,32), para contenidos relativamente bajos en CaO (10-12%) y de Al₂O₃ (12,8-13,7%). Se clasifican

como basaltos subalcalinos próximos al límite con los alcalinos, aunque los álcalis pueden haberse movilizado por procesos de alteración.

Los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, presentan con la diferenciación o descenso del MgO (o Cr) un aumento en TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO y Al_2O_3 , típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti); aunque se dispone de pocas muestras, los basaltos de la Fm Siete Cabezas y las rocas del Complejo Duarte también presentan estas tendencias, pero son más ricas en Ti y Zr, y las primeras más pobres en Ti y menor Nb/Zr. El descenso del Ni y Cr con el descenso en MgO indica una evolución magmática controlada por la cristalización fraccionada del olivino y la cromoespinela, lo que es consistente con el hecho petrográfico de que la plagioclasa y clinopiroxeno no aparecen como fenocristales en estos basaltos y sí en la mesostasia.

Normativamente, los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte son ligeramente cuarzo normativos o ligeramente olivino normativos, con diópsido, hiperstena y cromita (Tabla 6). Estas características, junto con la presencia en estos basaltos de olivino como fenocristal y augita titanada, y el mayor contenido en álcalis y menor en sílice que las toleitas N-MORB, indican que se trata de rocas de marcada alcalinidad, sin llegar a ser subsaturadas en SiO_2 . Los basaltos de esta unidad caen en el campo de la serie OIT de Islandia, aunque pueden los álcalis haberse movilizado, y definen una tendencia de progresivo aumento de la relación Ti/V, pasando del campo de los basaltos MORB al de las islas oceánicas y basaltos alcalinos. El carácter transicional a alcalino de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte es bien patente, proyectándose en el campo de los OIB transicionales. Los basaltos de la Fm Siete Cabezas son N-MORB/E-MORB menos enriquecidos.

Por otra parte, los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte presentan patrones entre E-MORB y OIB, con algunas anomalías negativas en el K, Pb y P, probablemente debidas a procesos de alteración. Estos patrones se caracterizan por un fuerte enriquecimiento en los elementos incompatibles LIL (Rb, Cs, Ba, Pb y Sr) y HFSE (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta y Ti) respecto a N-MORB, análogo al de los OIB. Los valores de las relaciones K/Ba y Zr/Nb encontrados son <20 (entre 9,7-15) y <10 (6,2-8,4), respectivamente, típicos de rocas OIB transicionales a alcalinas y alcalinas. La ausencia de

Tabla 6.

Geoquímica de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte

una anomalía negativa de Nb-Ta y de un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB, excluye a todas estas rocas como relacionadas con procesos de subducción, por lo que deben marcar el cese de la subducción en el arco de Tireo.

Los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte presentan un patrón de elevada pendiente negativa, con moderado enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE, junto a una anomalía positiva en Nb y negativa en Th, característico de las toleitas de isla oceánica (OIT) transicionales a basaltos de isla oceánica alcalinos (OIA). Se trataría de basaltos intraplaca y alcalinos, que se diferencian bien de los de la Fm Siete Cabezas, que presentan un patrón plano de REE, ligera anomalía positiva en Nb-Ti y negativa en Th.

El incremento en el grado de enriquecimiento en LREE y anomalía positiva desde toleitas enriquecidas a basaltos transicionales a alcalinos, en los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, puede explicarse por variados grados de fusión de un manto heterogéneo que contiene bolsadas de material fértil en una matriz empobrecida. Como el material fértil funde primero, los fundidos producidos en primer lugar por bajos grados de fusión parcial, contienen un mayor componente de material enriquecido en LREE. El mayor empobrecimiento en HREE desde toleitas a rocas casi alcalinas, refleja un aumento en la profundidad de fusión parcial, en la que existe una pequeña proporción de granate en la fuente mantélica profunda (>9-10 kbar), la cual retiene las HREE en proporción a su masa en el residuo.

Las características geoquímicas transicionales y alcalinas de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, no son típicas de arcos isla oceánicos o *back-arcs*, los cuales suelen tener una fuente (aunque no siempre) similar o más empobrecida que la que da lugar al N-MORB promedio (Pearce y Peate, 1995). No obstante, con los datos disponibles no se puede evaluar el efecto de una contaminación cortical en estos basaltos. En entornos magmáticos de arco-isla, las rocas volcánicas con composiciones enriquecidas se forman, típicamente, durante e inmediatamente después del *rifting* del arco (Pearce y Peate, 1995). Por lo tanto, la potente sucesión volcánica de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, se interpreta que representa el cese del magmatismo del arco de la Fm Tireo y el establecimiento de una cuenca *rift* intra-arco rellena con estas toleitas de afinidad intraplaca. El cese de la actividad magmática posterior queda registrado por la sedimentación carbonatada de la Fm Calizas de Nalga de Maco.

5. TECTONICA Y METAMORFISMO

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.(Fig. 5.1) 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.

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, está limitada al N por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a su traza, y al S por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (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 E 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 N de la Zona de Falla de La Española, una gran zona de falla con movimientos principales de desgarre que separa los dominios de Ámina-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).

En el Cretáceo Superior, en los terrenos situados al S 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 E del área del

Fig.5.1.

Esquema geodinámico

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, G.,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 N 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 senestro en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998).

5.2. Tectónica de la Hoja

Desde el punto de vista tectónico, toda la Hoja de Loma Cabrera está incluida en el Dominio Central, comprendido entre la Zona de Falla de La Española más al N y la Cuenca Trois Rivieres-Peralta al S. En el borde NE existen materiales pertenecientes al Dominio del Valle del Cibao, que recubren parcialmente el dominio anterior. (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.

El basamento de este dominio, aunque no aflore, está constituido por el Complejo Duarte. Una de las características más sobresalientes del Dominio de la Cordillera Central es la presencia de importantes cuerpos intrusivos de dimensiones variables, destacando el Batolito de Loma Cabrera, 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 jalonadas localmente por intrusiones subvolcánicas (granitoides, doleritas y peridotitas). Dentro de esta Hoja se extienden las fallas o zonas de falla de La Guácara y de Macutico-Burende. Ambas fallas, que atraviesan la Hoja por su borde S, se consideran la continuación hacia el ONO de la Falla de Bonaó, en sus bordes N y S, respectivamente. Existen otras fallas subparalelas menores, a NE y SO de las anteriores, y por último, fuera de esta Hoja, la Falla de San José-Restauración, que separa, a gran escala, la Formación Tireo de la Cuenca Trois Rivieres-Peralta. Todas estas fracturas tienen un buen reflejo en el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (Fig. 5.3), sobre todo en el plano de reducción al polo.

La tectónica de la zona se caracteriza por una deformación en bandas según las fracturas principales de dirección ONO-ESE, y otras subparalelas. Estas bandas corresponden a cizallas de carácter dúctil a dúctil-frágil muy localizadas y estrechas, circunscritas a varias decenas o centenas de metros junto a estas fracturas; en el resto, fuera de las bandas predomina una deformación por cizalla frágil que cubre, con diferente intensidad, la mayor

Fig.5.2.

Esquema estructural

Fig.5.3

. Mapa aeromagnético de la Rep.Dominicana

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.

Entre las fracturas ONO-ESE con desarrollo de cizallas dúctil-frágiles destacan:

- Contacto entre gabros y tonalitas, ambos parcialmente orientados, al S de Cerro Chacuey y Cerro de los Melados.
- Fallas de La Guácara y Macutico-Burende. Entran en el plano por la parte central y oriental del borde sur; están jalonadas por intrusiones locales de peridotitas y pórfidos riolíticos o tonalíticos, continuando hacia el ONO dentro de Haití.

Las fracturas NE-SO están ampliamente distribuidas por todo el plano, destacando en la parte central del borde septentrional, parcialmente ocupadas con diques.

Las fracturas E-O son también muy numerosas, destacan:

- Entre Santiago de la Cruz y Partido, con diques locales de pórfidos tonalíticos y rocas ultrabásicas.
- Borde sur de las tonalitas y contacto con la Formación Tireo y gabro-dioritas (Fondo Grande-La Garrapata-Los Masaquitos), con diques locales aplíticos y doleríticos.
- Numerosas fracturas anastomosadas y parcialmente adaptadas a ONO-ESE en el centro y borde sur del plano.
- Numerosos diques básicos y aplo-pegmatíticos dentro del batolito, especialmente en las tonalitas.

Las fracturas y diques de dirección aproximada N-S a NO-SE son muy numerosos y repartidos por todo el plano.

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 norte a sur tres **bandas o subdominios** (Ver Fig. 5.2) de dirección ONO-ESE: el septentrional, que incluye las rocas del Complejo Duarte, no aflorante en esta Hoja, y de la Fm Tireo más deformada (Complejo Dajabón) suprayacente; el central, formado por la intrusión del Batolito de Loma de Cabrera y las anfibolitas de la aureola de contacto dinamo-térmica situada al norte y sur del mismo; y el meridional, constituido por los afloramientos de la Fm Tireo, incluyendo los basaltos de Los Guandules-La Pelona –Pico Duarte.

5.2.2.1. Fábricas y estructuras en la banda septentrional

En la banda septentrional, desde la ZFE y hasta el Batolito de Loma Cabrera, aparecen afloramientos de rocas metavolcánicas y metasedimentarias que presentan un variable desarrollo de esquistosidad y metamorfismo regional. Parte de estas rocas han venido siendo denominadas como Complejo Dajabón (Draper y Lewis, 1991). En el presente Proyecto, estas rocas han sido integradas por correlación litológica y similitud geoquímica composicional en la Fm. Tireo. Los afloramientos de la Fm Tireo se continúan hacia el este, formando una banda, junto con el Complejo Duarte, de dirección ONO-ESE que atraviesa las Hojas de Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia. Aunque a lo largo de esta banda, la deformación interna de las rocas es muy heterogénea, en general se observa el desarrollo de un gradiente de aumento de la deformación y el metamorfismo sincinemático desde el NE hacia el SO.

La distribución cartográfica en la banda septentrional de las metavolcanitas ácidas-intermedias y metasedimentos de la base de la Fm Tireo, definen una macroestructura consistente en un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales D1_C de dirección ONO-ESE y plano axial subvertical o buzando al SO. Asociadamente con los pliegues D1_C se ha

desarrollado una esquistosidad $S1_C$ de plano axial, que buza ángulos fuertes, mayores de 45° al NE, y localmente as SO. La fábrica planar se interpreta como una $S1_C$, ya que con el descenso de la deformación $D1_C$ gradúa a las texturas ígneas del protolito. Los pliegues $D1_C$ observados son abiertos y generalmente presentan un débil aplastamiento. En algunos pliegues $D1_C$ se ha observado el desarrollo de zonas de cizalla dúctil a dúctil-frágil subverticales, subparalelas a los planos axiales y a la esquistosidad $S1_C$, que localmente han desarrollado una foliación milonítica que contiene una lineación de estiramiento subhorizontal.

5.2.2.2. Fábricas y estructuras en la banda central

La banda central está constituida aquí exclusivamente por el Batolito de Loma de Cabrera (BLC), mientras que a techo del batolito aparecen *roof pendants* de la Fm Tireo, consistentes en esquistos y metavolcanitas deformados heterogéneamente y parcial o localmente 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, a nivel regional, han intruido y metamorfozado dinamotérmicamente tanto al Complejo Duarte como a la Formación Tireo encajantes. En la Hoja de Loma Cabrera se observa el batolito intruyendo sólo en la Fm Tireo, en la que produce un metamorfismo térmico, de contacto o dinamotérmico, según sectores concretos.

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 *subsolidus* 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. En otros casos, como al S del Cerro Chacuey, presenta una dirección ONO-ESE a O-E y ángulos de buzamiento medios y bajos hacia el N o el S, sugiriendo un basculamiento del macizo posterior a la acumulación 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. Un ejemplo de estas bandas deformadas es el borde meridional de Cerro Chacuey, localizado varios kilómetros al NNE 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 subverticales o altos, tanto al N como hacia al S; en el contacto, la tonalita tiene enclaves de gabros y los gabros tienen diques de tonalita, ambos fuertemente deformados por cizalla dúctil sinistral; a veces existen diquecillos de pórfidos básicos con pliegues fluidales que también indican sentido sinistral. 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.

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, que 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 estiramiento 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 algunos de los casos; es decir, de techo hacia el norte en las zonas de cizalla NO-SE a O-E que buzán al norte y de techo hacia el sur en las que buzán al sur. Sin embargo, en otros 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 (S_{1c} - L_{1c}), a tipos isótropos desprovistos de cualquier orientación mineral preferente mesoscópica, como en buena parte de las facies tonalíticas con $Hbl\pm Bt$, que ocupan el sector central del BLC en la Hoja de Loma de Cabrera. Las tonalitas próximas al contacto con el complejo gabroico-ultramáfico también aparecen variablemente foliadas, paralelamente al contacto y a la foliación S_{1c} de los gabros deformados. Por lo tanto, la foliación magmática de las tonalitas se interpreta que corresponde a la S_{1c} *sub-solidus* de los gabros. En todos los casos, la foliación magmática S_{1c} 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 magmática 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 S_{1c} 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.

Estas bandas, aunque menos fuertemente deformadas, también están presentes dentro de las tonalitas en el sector centro-oriental de la Hoja, entre La Peñita y El Aguacate. La banda, con anchura máxima de un kilómetro, describe un arco o media luna en el que la deformación por cizalla ocurre en estado *sub-solidus*, coincidiendo con un bandeo magmático y diques básicos que también se encuentran deformados, con un buzamiento fuerte al N. En el borde meridional la deformación por cizalla sinistral tiene lugar en estado sólido, con buzamientos suaves al N y dirección de estiramiento mineral N-S.

Por lo general, las fábricas deformativas en las tonalitas con hornblenda±biotita suelen ser subparalelas a las magmáticas S_{1c} y se interpreta que registran el mismo episodio

deformativo, pero ya bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya había solidificado.

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 Loma Cabrera, los diques máficos presentan una traza cartográfica general ONO-ESE a O-E, y a ENE-OSO, siguiendo una dirección de O a 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 *subsólidas* 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.

5.2.2.3. 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 domos subvolcánicos tonalítico-dacíticos, y los basaltos no esquistosados ni metamorfizados de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte. La banda está compartimentada 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-Burende y la Falla de San José-Restauración, que constituye su límite meridional, más al S de la Hoja. 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 una sismicidad asociada.

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 sobre todo en la Hoja de Restauración y borde SO de Loma Cabrera, a filitas y esquistos metamorfizados en condiciones de la facies de los subesquistos y esquistos verdes, en gran parte del borde SE de la Hoja de Loma Cabrera y sobre todo en la Hoja de Jicomé. 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, más al S, y afectan a materiales de edades comprendidas entre Cretácico Superior y Eoceno; estas estructuras dan lugar al levantamiento de la Cordillera Central.

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-Burende, 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-frágiles 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 la Hoja de Loma Cabrera, como en la de Restauración, 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 se suponen posteriores a la deformación dúctil D1_C en el dominio (ver después). Por encima de los basaltos, más al S de esta hoja, se sitúan estratigráficamente los carbonatos marinos someros de la Fm Calizas de Nalga de Maco, de edad Eoceno Medio-Superior.

5.2.2.4. 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 (en áreas más al E de esta Hoja) 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 volcanosedimentarias 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 prehnita, 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, prehnita, 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 condiciones P-T propias de la facies de los esquistos verdes se alcanzaron en un estrecho sector situado justo al sur del BLC en las Hojas de Restauración, Loma de Cabrera, 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.

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 anfíbolitas de alta-T. El mayor grado metamórfico alcanzado se localiza justo adyacente al contacto intrusivo deformado con el BLC, en la banda septentrional, en áreas más al E y NE de esta Hoja. Dentro de la banda meridional, en la

esquina SE de esta Hoja y NO de Jicomé, en la Fm Tireo encajante se alcanzan, localmente, facies metamórficas de grado medio; se desarrollan anfibolitas hornbléndicas y hornbléndico-epidóticas 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 recrystalización estática se superpone a la fábrica planar.

Por otro lado, rocas anfibólicas de fábrica plano-linear también aparecen formando *roof-pendants* en el techo intrusivo del BLC. Estas anfibolitas forman bandas de dirección O-E y buzamiento al N, bordeando cerca del límite S el macizo gabroico-ultramáfico, al NE de la Hoja de Jicomé y continuándose al E por las de Monción y Diferencia. En la Hoja de Loma Cabrera rocas parecidas aparecen sobre tonalitas próximas al borde septentrional del batolito, al N y NE de Partido; en este caso se trata de metasedimentos, tufitas y volcanitas intermedias, con un metamorfismo estático o de contacto de grado medio (esquistos verdes de alta T a anfibolitas de baja P); la roca debía tener una fábrica o bandeo planar previo y la recrystalización metamórfica produce una anfibolita corneánica(FC-9018).

5.2.2.5. 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, 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 bloques, 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 también deforman el Dominio Trois Rivieres-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 las rocas de la secuencia plutónica del BLC y las rocas encajantes del Complejo Duarte (en áreas más al E) 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, que en un principio producirían 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. Las zonas de falla normales y transcurrentes subparalelas a la aureola dinamotérmica 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 sinistro, 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 sinistro de gran escala $D1_C$ fue muy heterogéneo, produjo una foliación subvertical $S1_C$ y una lineación mineral 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 senestrales 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 desgarre, 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.

5.2.2.6. 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 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 dinamo-térmico, 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 $88 \pm$

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 Senoniano (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 Dajabón(5874), 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 substrato geológico, en función de su litología y su estructuración; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

6.1.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la Hoja está dominado por las estribaciones más occidentales de la Cordillera Central al sur y la Llanura de Dajabón al noroeste. La Llanura de Dajabón se considera formando parte del Valle de Santiago, debido a la poca diferencia de elevación entre las divisorias de sus redes fluviales y la colindante llanura de inundación del Yaque del norte (Hoja de Monte Cristi). Estas unidades se describen a continuación por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica en la hoja.

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 Loma Cabrera comprende relieves pertenecientes al denominado Macizo del Noroeste (De la Fuente, 1976), siendo esta zona la que presenta el relieve más abrupto de la Hoja. Esta unidad contrasta grandemente con su vecina la Llanura de Dajabón. Esta llanura está constituida por los valles de los ríos Chacuey y Masacre, ambos de poco calado y pendiente.

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.

La fracturación tiene una incipiente expresión morfológica en la Cordillera Central y en de diversos segmentos de la red fluvial. Las fallas con expresión morfológica se agrupan en torno a dos familias principales: NO-SE y NE-SO. Ninguna de las dos son especialmente abundantes. Corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud puede alcanzar 10 km. En ocasiones, se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos o bien algún rasgo morfológico parece estar condicionado por una falla sin que se tenga la total certeza de su existencia, habiéndose representado en ambos casos como fallas supuestas.

Otras formas estructurales tales como resaltes estructurales subverticales están derivadas de la diferente respuesta de la litología a los agentes externos y/o a la existencia de diques, que al ser sometidos a erosión diferencial configuran estos resaltes.

6.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Central y la Llanura de Dajabón, tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la sierra 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 gravitacional.

En el caso de la Llanura de Dajabón, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica arranca con los procesos de sedimentación y acumulación de los materiales procedentes de la Cordillera Central, iniciados entrado el Cenozoico, en el Valle del Cibao.

6.1.2.1. Formas gravitacionales

Los movimientos en masa son uno de los procesos geomorfológicos dominantes en los trópicos. Su abundancia en la Cordillera Central se ve favorecida por los importantes desniveles existentes, adquiriendo un notable desarrollo en algunas zonas, especialmente en torno al Cerro de los Melados y en menor grado al Cerro Chacuey. Pese a ello, se trata de formas efímeras, ya que la propia dinámica de retroceso de las vertientes provoca su permanente evolución.

Las más extendidas son los deslizamientos, como consecuencia de las elevadas pendientes y precipitaciones, así como la ocurrencia de eventos sísmicos; pese a la elevada velocidad de meteorización y al rápido crecimiento de la vegetación, que hacen que sus cicatrices queden rápidamente enmascaradas, dificultando su reconocimiento; son numerosos los ejemplares cartografiados observados. Mucha menor representación poseen los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. En el ámbito de los cerros son frecuentes las caídas de bloques, que en algunos casos configuran vertientes de bloques; aunque la práctica totalidad de la zona montañosa es susceptible de sufrir este tipo de fenómenos, prácticamente no se han hallado zonas cuyas dimensiones permitan su cartografía.

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. La Llanura de Dajabón presenta una densidad de drenaje muy gruesa, con una textura de drenaje desordenada, propia de las llanuras aluviales.

Las formas fluviales son las que poseen mayor representación cartográfica especialmente en el área de la Cordillera Central. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. La forma predominante son los barrancos de incisión lineal. Estos se producen al profundizar, una vez concentradas, las aguas de escorrentía en un sustrato lábil, erosionándolo. El resultado son valles en uve o incisiones verticales en fondos de valle.

Los fondos de valle aparecen bien representados en la Llanura de Dajabón. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, generalmente suaves, cóncavas, en

ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide en el fondo de valle, se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo, por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por si misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad, forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, como la arroyada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Se han identificado niveles de terrazas, en el río Masacre y Chacuey, aunque su tamaño y distribución ha dificultado su representación cartográfica, obligando a agruparlas con los fondos de valle.

Entre las formas erosivas se han reconocido importantes aristas divisorias. De hecho, esta morfología es predominante en la Cordillera Central, individualizando grandes volúmenes del relieve como el Cerro Chacuey.

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, posibles lateritas, sobre todo en los materiales volcánicos y volcanosedimentarios de la Formación Tireo, pero también en el Batolito de Loma Cabrera.

Existen amplias zonas con una potente alteración arcillosa de color rojizo que se extienden por el borde centro-meridional de 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, 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 (Bardossy 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 prevaeciente, 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.

De forma casi testimonial se dan formas propias del berrocal (dorsos de ballena, bolos, domos rocosos, nubbins, etc.) sobre las rocas graníticas que aparecen en toda la banda central y sectores NO y NE de la Hoja, así como arenizaciones. Estas formas son modeladas, totalmente o en parte, por debajo de la superficie terrestre, puesto que pueden ser observadas perfectamente desarrolladas en el frente de alteración. Estas formas se consideran producidas por corrosión química; es decir, grabadas. Ellas son el reflejo de la interacción de aguas subterráneas cargadas con compuestos químicos y biológicos con la roca a escala regional. Las aguas subterráneas aprovechan las zonas de debilidad del substrato debidas a la mineralogía, textura y densidad de fracturación, generándose tendencias particulares en el desarrollo del relieve de un macizo rocoso.

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 los *pedemontes* que aparecen en el N de la Hoja.

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y sedimentación. Por tanto, las morfologías que se generan en los pedimentos pueden ser de carácter erosivo o mixto, como los glaciares o claramente deposicional como los abanicos aluviales.

Los *inselbergs* o *montes-isla* son formas que responden a sierras, crestas y cerros o colinas aislados de las llanuras adyacentes. Existen inselbergs en diferentes formas y medidas, dependiendo grandemente de su estructura.

El Cerro Chacuey puede ser interpretado como un monte-isla de grandes dimensiones y geometría compleja, alejada de la típica forma cómica atribuida a los Inselbergs de tipo bornhardt. En el origen del mismo deben considerarse causas estructurales al encontrarse limitado por fallas verticales o subverticales. Asimismo se da el caso de que la misma unidad litológica (petrológica) se halla formando parte del abrupto relieve así como del piedemonte que lo envuelve. Este hecho es difícilmente explicable por erosión diferencial o por un control litológico de la denudación. Otro rasgo característico es la escasez de formaciones superficiales tales como depósitos de ladera o canchales, lo cual reafirma su interpretación como montes-isla.

En la literatura acerca de formas graníticas se describen ejemplos de inselbergs estructurales (Twidale,1982), aunque no son frecuentes.

6.1.2.5. Formas antrópicas

Como agente geomorfológico, el hombre actúa en diferentes sentidos: modificando el paisaje debido a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas (canteras a cielo abierto, minería, trincheras, desmontes), construcción de redes de transporte y asentamientos urbanos o de tipo industrial; localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando, rellenando o ahuecando el terreno. Obviamente, no se han representado las modificaciones antrópicas plasmadas en la base topográfica (núcleos urbanos, viales, y otros elementos planimétricos).

6.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque, como es evidente, la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: la primera, durante el Mioceno, en el que la colisión entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la isla estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno pliocuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao, el piedemonte de la Cordillera Central y la propia cordillera. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas y son responsables subsidiarios de la creación de los amplios piedemontes que enlazan la cordillera con el Valle del Cibao. Existen dos entornos diferenciados en cuanto a la evolución geomorfológica de la Hoja, que pueden subdividirse atendiendo a su ubicación: la mitad septentrional con predominio de la agradación y la mitad meridional con predominio de la erosión.

La evolución reciente del ámbito septentrional de la Hoja ha estado condicionada por la generación de piedemontes al pie de la Cordillera Central. A partir del Plioceno terminal se generan los relieves estructurales por erosión diferencial de la serie neógena, debido a un levantamiento de la isla. Desde entonces la incisión fluvial ha sido poco marcada, en la parte más septentrional de la Hoja, como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al mar. En el caso de la Cordillera Central la actividad neotectónica no ha sido al menos tan manifiesta como en la Cordillera Septentrional (Hoja de Montecristi) y el piedemonte existente, con amplios glacis, responde a un modelo más estable. Sin embargo en las zonas elevadas, la actividad erosiva fue de importancia, borrando cualquier resto conspicuo de superficies de erosión, que solo se habrían conservado ocasionalmente en áreas más al E y NE.

Es evidente que en la mitad meridional de la Hoja, ubicada en la Cordillera Central, el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad. partir de este momento, la

evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa, pero muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar. En aquella, 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.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la isla comenzó en un dominio intraoceánico sobre un basamento o meseta oceánica 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 Suramérica (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.*,1991a,b). Se trata de series volcánicas y vulcanosedimentarias correspondientes a un volcanismo bimodal, básico-intermedio y ácido, de afinidad toleítica, fundamentalmente, con evolución local a calcoalcalina, 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 gabrodiorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica (Lewis *et al.*, 2002). Este volcanismo también es bimodal, de cierta afinidad toleítica pero fundamentalmente calcoalcalina, con predominio de series volcánicas o vulcanosedimentarias, según sectores, y mineralizaciones locales de sulfuros con leyes en Au (Restauración, El Yujo). Intercalados con los depósitos de rocas volcánicas, pero sobre todo culminando la secuencia volcánica, se depositan rocas híbridas, tufitas, y otras puramente sedimentarias, como lutitas y calizas.

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.

La secuencia intrusiva general dentro del batolito va desde las rocas más máficas a las más ácidas. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulos ultramáficos y máficos (gabronoritas, gabros y dioritas). Los diferentes tipos de gabros y dioritas pudieron cristalizar al mismo tiempo; 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, que 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. Finalmente, intruye un enjambre de diques máficos y félsicos 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.

La deformación que afecta al nuevo arco volcánico (Formación Tireo) 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 sinistral, 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 sinistros, principalmente, con apertura y/o desarrollo de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad.

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 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 e hidrogeología

8.1.1 Hidrología

La peculiar situación de esta Hoja, a caballo entre la Cordillera Central y el Valle del Cibao más occidental, condiciona su climatología, intermedia entre el clima húmedo de montaña y el seco de la parte noroccidental. En el Valle del Cibao Occidental las temperaturas medias son de 26-27 °C, la pluviosidad inferior a 1000 mm, y la evapotranspiración superior a 1700 mm. En la Cordillera Central aumenta la pluviosidad y disminuyen la temperatura y la evapotranspiración, con respecto a los valores anteriores.

La mayor parte del área, sobre todo en su mitad occidental, corresponde a la Cuenca del Río Masacre; en la mitad oriental destacan las cuencas del Guayubín y Maguaca, y en el sector centro-septentrional, la cabecera de la Cuenca del Ría Chacuey.

En general la zona está bien poblada de vegetación, 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

En conjunto la Hoja tiene poco interés desde el punto de vista hidrogeológico. Los únicos materiales con permeabilidad alta, como son los depósitos aluviales y los conglomerados de la Formación Bulla, tienen una extensión muy limitada de sus afloramientos, así como un espesor muy reducido. Se trata de acuíferos buenos pero muy localizados y, por tanto, con interés de aprovechamiento también muy local.

Los materiales que ocupan mayor extensión son las tonalitas del Batolito de Loma Cabrera, con una alteración superficial desigual, pero en general importante en los primeros metros (entre 0 y 5 m), que le confieren una porosidad y permeabilidad media; a esto se suma la existencia de numerosos diques y fracturas. Constituyen acuíferos superficiales muy extendidos pero con interés muy limitado, sólo a nivel familiar para regar pequeños huertos y abastecimiento a casas aisladas en lugares donde no exista contaminación superficial.

Una alternativa sería el aprovechamiento regulado de las aguas superficiales, mediante la construcción de pequeñas presas escalonadas en los cursos altos de los ríos Masacre, Dajao y Manatí (también denominado Dajabón en algunos planos). Se podría asegurar el suministro para consumo y regadío de la sabana que se extiende entre Loma de Cabrera y Dajabón, así como el aprovechamiento de energía hidroeléctrica.

8.2. Recursos minerales

Solo hay inventariados 3 indicios mineros; uno corresponde a minerales metálicos y 2 son canteras de rocas industriales.

Nº	Coordenadas UTM (NAD27)	Sustancia	Formación o litología	Estado
1	231.500 - 2157.000	Au	Bulla	Abandonado
2	225.500 - 2156.000	Áridos	Gabros-Ultrabás.	Intermitente
3	231.650 - 2155.800	Áridos	Pórf. tonalíticos	Abandonado

A continuación se hace una descripción somera de estos indicios y de otras mineralizaciones reconocidas. Una descripción más exhaustiva se realiza en el Mapa de Recursos Minerales de las Hojas de Dajabón (5873) a escala 1:100.000 y Memoria correspondiente, realizada por el IGME dentro de este mismo Proyecto SYSMIN.

8.2.1. Minerales metálicos

El único indicio registrado es de Au en los conglomerados de la Fm Bulla, al NO de Partido, que en la actualidad se encuentra abandonado.

Sin embargo, el potencial minero de la Hoja es grande, especialmente en la Reserva Neyta, que comprende el borde S de esta Hoja y continúa más al S en la de Restauración. El interés está centrado en los materiales volcánicos y vulcanosedimentarios de la Fm Tireo, en los que existen sectores con importantes alteraciones hidrotermales y mineralizaciones primarias de sulfuros, generalmente oxidados (*gossanizados*). Entre estos sectores destacan (Ver Plano Geológico):

Sur del Cerro Trinitaria, en la esquina SO de la Hoja. Se trata de un *gossan* masivo/semimasivo en relación con riolitas y tobas riolíticas.

Sur y SE de Mariano Cestero. *Gossan* de sulfuros diseminados a semimasivos en lavas y tobas riolíticas con fuerte alteración hidrotermal; localmente se han visto cantos de barita en banda de fractura, por lo que parecen responder al mismo tipo que las mineralizaciones de Restauración, con leyes en Au de posible interés económico.

Sur de El Carrizal. Afloramientos con *gossanizaciones* de sulfuros diseminados en el mismo tipo de rocas que el caso anterior.

Fuera de la Reserva Neyta, existen mineralizaciones superficiales (*gossan* masivo/semimasivo de sulfuros con concentraciones secundarias de minerales de Cu) al S de La Paloma, en el paraje de Fondo Grande (Cuenca alta del Río Manatí). Varios kilómetros al E de este sector, al SO de Hipólito Billini y en el mismo paraje de Fondo Grande, existen sulfuros diseminados en pórfidos riolíticos con alteraciones hidrotermales (silicificación y epidotización).

Otro sector de interés se localiza en Cerro Chacuey y sus alrededores, en relación con los cumulos ultrabásicos de piroxenitas, con altos contenidos en Cr-Ni.

Por último, citar los afloramientos de la Fm Tireo (antiguo Complejo Dajabón) en la esquina NE de la Hoja (NE de Partido). Existen oxidaciones en lentejones de metasedimentos, tufitas y chert, que se encuentran como *roof pendants* o lentejones pinzados en fracturas. En varios puntos se aprecian posibles labores antiguas.

8.2.2. Rocas industriales y ornamentales

Se han inventariado dos canteras, que aprovechan rocas ígneas como áridos de machaqueo para el arreglo y mantenimiento de pistas y carreteras.

La primera está localizada 1 Km al E de Santiago de la Cruz. Por lo general está abandonada, pero intermitentemente se explota directamente como materiales ripables, debido al alto grado de alteración. Se trata de rocas ultrabásicas (peridotitas serpentinizadas) y gabros en zona de fractura.

La segunda, de mayores dimensiones, actualmente abandonada, se localiza 1 Km al O de Partido. El material explotado es un pórfido tonalítico fuertemente tectonzado (brechificado) por la misma banda de fractura anterior.

Por último, en la Hoja existe una gran variedad de rocas ígneas intrusivas (gabros, dioritas y tonalitas), principalmente, que en principio ofrecen expectativas de aprovechamiento como rocas ornamentales. Sin embargo, la fracturación es bastante fuerte, así como el grado de alteración superficial. No obstante, no se descarta que estudios detallados, específicos sobre rocas ornamentales, pongan de manifiesto zonas de posible explotación, especialmente en gabros.

9. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Son todos aquellos lugares 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 y cultural, en sentido amplio) 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 (LIG).

9.1. Relación de LIG 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:

- Saltos de Loma Cabrera (Loma de Cabrera. Dajabón)

Coordenadas X: 225000, Y: 2144750

- Monumento de Capotillo (Loma de Cabrera-Capotillo. Dajabón)

Coordenadas X: 219600, Y: 2149350

- Petroglifos del Río Chacuey (Partido-Santiago de La Cruz. Dajabón)

Coordenadas X: 229950, Y: 2157950

- Balneario del Arroyo Caña (El Aguacate. Santiago Rodríguez)

Coordenadas X: 236050, Y: 2146925

- Cerro Chacuey (Loma de Cabrera-Santiago de La Cruz. Dajabón)

Coordenadas X: 227875, Y: 2153200

9.2. Descripción de los LIG

9.2.1. Saltos de Loma Cabrera

Por la carretera que conduce a Restauración, 5 Km al sur de Loma de Cabrera, en una curva pronunciada se aparta una entrada que rodea a una enorme roca y se ensancha en explanada. Allí se encuentra la imagen de la Virgen de la Altagracia rodeada de ofrendas, expresión de la devoción que despierta en gran parte de la población.

El paisaje, abierto hacia el noreste, permite contemplar toda la depresión desde Loma de Cabrera hasta El Aguacate; la sabana y las lomas al fondo, destacando como elevaciones más prominentes el Cerro Chacuey y Cerro de los Melados, que constituyen el núcleo de intrusiones máficas-ultramáficas más resistentes a la erosión que las tonalitas que lo rodean, en el clima húmedo tropical.

Durante el recorrido por carretera desde Loma de Cabrera, se han podido observar buenos afloramientos de tonalitas anfibólicas y numerosos diques básicos (doleríticos), de pórfidos tonalíticos y aplítico-pegmatíticos. Al final las tonalíticas se encuentran parcialmente brechificadas y tienen tendencia a porfídicas.

Junto a la imagen de la virgen, un caminito con dirección hacia el este baja hasta el Arroyo de la Garrapata, rodeado de bosque. Y allí el cauce se despeña arrastrándose sobre la tonalita. El salto es aproximadamente de 8 m.

En el Arroyo Dajao, situado 1 Km al este, de nuevo el agua salta en acrobacia decamétrica y se desgrana en espuma blanca. Sigue, más tranquila, su cauce hasta unirse al Río Masacre, que se recrea en balnearios naturales a su paso por Loma de Cabrera, camino de Dajabón.

Son tierras de “El Corte”, con sus aldeas...”varadas como barcos inútiles en su tierra de sabana o de loma...”, glosadas por Prestol Castillo en su novela “El Masacre se pasa a pie”.

El recorrido tiene gran interés geológico para reconocer las facies petrológicas más abundantes del batolito, así como diversos aspectos tectónicos, geoquímicos, y

geomorfológicos. A esto se suma el interés paisajístico y cultural, dignos de un mejor acondicionamiento y promoción. (Fotos 1,2,3 y 4)

9.2.2. Monumento de Capotillo

Situado 7 Km al oeste de Loma de Cabrera y 2 Km al norte-noroeste de la población del mismo nombre.

Un bonito monumento conmemora la célebre batalla que ocurrió aquí. Lección de historia esculpida y grabada, con personajes históricos y fechas. Contraste de columnas y esculturas, entre clásicas y modernas, integradas en el paisaje tropical sobre la llanura alomada con palmas y aguacates, que se prolonga hacia Haití y muere contra el fondo de montañas.

Alrededor todo es granítico (intrusión tonalítica). Detrás del monumento hay abundantes afloramientos de tonalitas anfibólicas con enclaves gabro-dioríticos y atravesadas por diques básicos, coincidentes con el bandeo magmático-tectónico de las tonalitas. También existen pequeñas bandas de cizalla de dirección noroeste a sureste, con estrías subhorizontales de la misma dirección y otras norte-sur.

El lugar tiene un destacado valor turístico-cultural, tanto monumental como histórico, complementado desde el punto de vista geológico, para un mejor conocimiento del batolito en sus aspectos de petrología y tectónica, sobre todo. El monumento dispone de cierta infraestructura en hospedaje, muy necesaria en la región, pero no bien aprovechada.(Fotos 5 y 6)

9.2.3. Petroglifos del Río Chacuey

El lugar se encuentra 3 Km al noroeste de Partido. Desde este pueblo, tomando la carretera que conduce a Loma de Cabrera o Dajabón, al llegar al puente sobre el Río Chacuey, en la margen oriental (derecha), baja un caminito hacia el sur que en seguida tiene acceso al río. En el cauce y sus márgenes existen afloramientos de rocas verdes esquistosadas. Se aprecian estructuras bandeadas con granoselección del diferente tamaño de grano. Son rocas vulcanoclásticas; tobas andesíticas plegadas y débilmente metamorizadas (localmente pueden encontrarse pequeñas coladas), asignadas a la Formación Tireo

(Cretácico Superior). Se aprecian bien las relaciones entre la estratificación, con buzamientos fuertes al norte, y la esquistosidad transecta, con buzamientos también al norte.

Si miramos con detenimiento en los afloramientos, algo más arriba del puente, se aprecian figuras punteadas sobre las rocas pulidas junto al cauce. El mismo tipo de figuras, más claras y abundantes, se encuentran 300 metros aguas arriba en la margen oeste del río. Los motivos son figuras humanas y caras con trazos simples que en la actualidad nos parecen ingenuos. Y junto a ellas hay grabadas, de forma vergonzosa y desconsiderada, nombres y fechas actuales, profanando de alguna manera los sentimientos, las expresiones artísticas o religiosas de los primitivos pobladores de la isla.

Se aprovecha en este lugar el innegable interés cultural-histórico-artístico de los petroglifos, junto con el contenido geológico representado por muy buenos afloramientos de la Formación Tireo, anteriormente asignados al Subcomplejo Dajabón, dentro del Complejo Duarte; a destacar los aspectos petrológicos, geoquímicos y tectónicos para su utilización investigadora o didáctica.

Se recomienda la toma de medidas urgentes para la vigilancia y protección de este lugar.(Fotos 7 y 8)

9.2.4. Balneario del Arroyo Caña

Estamos a la salida de El Aguacate en la carretera que conduce a Manuel Bueno. Aquí se une al Arroyo Caña el Arroyo Atravesado. Ambos bajan desde lo alto de la cordillera en su vertiente norte, desde El Pico del Gallo, con sus 1302 m.

Bajo el puente de la carretera que cruza el arroyo hay un balneario natural, con su playa rocosa. Hay marmitas excavadas en la roca y toboganes naturales, esculpidos por el agua durante siglos y milenios. Y remansos algo más abajo. Arriba está la cantina y mirador tranquilo a la sombra de los árboles.

Las rocas claras, lavadas por el agua, casi blanquecinas, son tonalitas orientadas que soportaron grandes esfuerzos antes de enfriarse, antes de consolidarse. Después fueron

atravesadas por una maraña de diques básicos, oscuros, en distintos periodos: unos están semiorientados, semiadaptados a ellas; otros las cortan limpiamente, de pleno tajo.

Lugar recomendado para un merecido descanso y asueto después de una jornada dura y calurosa. Y de manera sosegada, mojados los pies y refrescado el cuerpo, observar y estudiar los aspectos petrológicos y tectónicos de las tonalitas y sus diques en este sector de la Hoja.(Fotos 9 y 10)

9.2.5. Cerro Chacuey

Pequeña cordillera en el espacio interior de lomas y sabanas. Testigo y referencia visual y emotiva en todo el Noroeste Dominicano.

Primero fue loma y después cerro, más agreste y montaraz. Loma primitiva, suave frente al fondo descollante de la cordillera. Loma innata, heredada, y loma adoptada por el hombre venido y asentado en su falda, a su aliento y cobijo, igual que su ganado. Pero el nombre original perdura grabado en las rocas y en el recuerdo ancestral de sus moradores.

Cerro sereno en lo altivo, moreno de pinares invadidos, tomados por la selva del mango, la palma, la guayaba, el samán, la higuera, el campeche, el guayacán y la quenepa.

Bordeado de conucos por el norte, por el sur, por el este y el oeste. Inaccesible, intrincado en su núcleo oscuro, moreno de gabros, noritas, dioritas y ultrabasitas (cumulados de piroxenitas). Y a su alrededor, el encajante claro y granítico (tonalítico), rasgado por cizallas, exactamente en el contacto entre los gabros y las tonalitas.

Se completa así, en este lugar semi-encantado, tal vez mágico, las observaciones en las diferentes facies petrológicas del batolito, como también de sus aspectos geoquímicos y tectónicos; sin olvidar el posible interés económico de las mineralizaciones de Cr-Ni ligadas a las rocas ultrabásicas (cumulados de piroxenitas).(Fotos 11 y 12)

Fotos 1 y 2

Fotos 3 y 4

Fotos 5 y 6

Fotos 7 y 8

Fotos 9 y 10

Fotos 11 y 12

10. BIBLIOGRAFÍA

- AMARANTE, J.F. y GARCIA, J.M. (1990).** Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranja. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Técnica. 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.
- BERMÚDEZ, P. J. (1949).** Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laborator of Foraminiferal Research, Special Publication, 25, p. 1-322.
- 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. (1988).** Tectonic evolution of the Caribbean. Ann. Rev. Earth Planetary Science, 16: 201-230.
- 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.
- CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974).** Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-74.
- 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).** ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar 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. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 p.
- 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). En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernaiz Huerta, P.P. (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, p. 163-181.
- 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 GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997).** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.
- DRAPER, G. 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 repoescuderrt, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. p. 1-23.
- ESCUDER VIRUETE, J., HERNIAZ 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. En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernaiz Huerta, P.P. (eds.).

- Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*, V.37, Nº 2-3, p 123-162.
- ESCUDE R VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., HERNALZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2004).** La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: Sección cortica Ide 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, pp. 390.
- 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.
- HERNALZ 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, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.
- HERNALZ 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. En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernalz Huerta, P.P. (eds.). *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 183-205.
- HEUBECK, C. y MANN, P. (1991).** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the southeastern termination of the Cordillera 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. 315-336.
- HEUBECK, C. (1988).** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.
- 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.
- JENSEN, L. S., (1976):** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, p. 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 Lome 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, 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., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., MONIÈ, P., YEGHICHERAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., LEPINAY, B.M., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER, F., SÉNEBIER, F. (2000).** Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. Journal of Geophysical Research, 105: 8403-8421.
- LEWIS, J.F. (1980).** Field tip F, first day; The south slope of the Cordillera Central, in Field Guide for the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, Amigo del Hogar Publishers, p.169-188.
- 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., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ, G., 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. En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernaiz Huerta, P.P. (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. 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.
- LOCUTURA, J., BEL-LAN, A. y LOPERA, E. (2002).** Cartografía geoquímica multielemental en sedimentos de corriente en un contexto de arco isla volcánico. Aplicación al análisis de potencialidad metalogénica en un área de la Republica Dominicana - Stream sediment geochemical mapping in an island arc context. Application to assessment of mineral resources potentiality in an area of the Dominican Republic. En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernaiz Huerta, P.P. (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37, p. 229-272.
- 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.
- MARCANO, E. J. (1981).** El Conglomerado Bulla. Museo Nacional de Historia Natural. Publicaciones Especiales. Santo Domingo, Año I, Vol. 1, pp. 1-16.
- 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.
- MAURY, C. J. (1917).** Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. Bulletins of American Paleontology, 5, p. 1-251.

- 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 microfaunas 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 Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, 256 p.
- PALMER, H.C. (1979).** Geology of the Moncion-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.
- PEARCE, J.A. y PEATE, D.W., (1995).** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Earth and Planetary Science Annual Review, 23: 251-285.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A. y HERNÁIZ 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).
- 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].
- 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.

-
- 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.
- 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*,
- SYSMIN (1998-2000).** Proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana, financiado por la Unión Europea.
- TWIDALE, C.R. (1982).** *Granite Landforms*. Elsevier 372 pp
- 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.
- 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.
- ZOETEN, R. DE (1988).** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Inédita, Universidad de Texas, Austin, 298 pp.