

MAPA GEOLÓGICO

DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

ESCALA 1:50.000

DIFERENCIA

(5973-I)

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

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. Pol Urien (BRGM)
- Dr. Marc Joubert (BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Marc Joubert (BRGM)
- Ing. Pol Urien (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluis Ardévol Oró (GEOPREP)

PETROGRAFÍA Y GEOQUIMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)
- Dra. Elisabeth Le Goff (BRGM)
- Dra. Catherine Lerouge (BRGM)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)
- Dr. Marc Joubert (BRGM)
- Ing. Pol Urien (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TECNICOS Y AMBIENTALES)

GEOLOGÍA ECONÓMICA

- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROPORTADA

- Ing. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATACIONES 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)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Dr. Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)
- Dr. John Lewis (Universidad George Washington, USA)
- Ing. Iván Tavares

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Dr. Marc Joubert (BRGM)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

 Ing. Francisco Javier Montes. Director de la Unidad Técnica de Gestión (AURENSA) del Programa SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Juan José Rodríguez
- Ing. Santiago Muñoz
- Ingra. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico
- 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 L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos
 K y L
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos
 K y L
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados de muestras recogidas en los Proyectos K y L

RESUMEN

La Hoja de Diferencia está situada al NO de la República Dominicana, en la Cordillera Central. Los accesos a los dos tercios sur de la Hoja, cubiertos por el Parque Nacional Armando Bermúdez, son muy difíciles, debido a los relieves abruptos que alcanzan alturas de 2500 m en el borde sur, bajando progresivamente hasta cotas de 300 m al límite norte. La Hoja abarca principalmente el dominio de la Cordillera Central con una estructuración SE-NO y el dominio de Magua-Tavera, limitado a la esquina NE de la Hoja.

- El dominio de la Cordillera Central está representado por un conjunto volcánico-plutónico, constituido por (1) el Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) formado por rocas metamórficas y deformadas de manera dúctil a dúctil-frágil, con firma de meseta oceánica, (2) la Fm. Tireo, secuencia vulcanosedimentaria relacionada con la actividad de un arco de isla del Cretácico Superior, (3) el batolito de Loma Cabrera, de composición gabroíca a tonalítica, que intruye los terminos anteriores durante el Cretácico Superior.
- El dominio de Magua-Tavera, constituido por rocas sedimentarias y basaltos Paleoceno-Eoceno Superior, está situado en la extremidad NE de la Hoja, al borde sur de la Zona de Falla de la Española y en contacto tectónico con el borde NO del batolito de El Bao.
- El Cuaternario, poco representado, está formado por coluviones de piedemonte y depósitos aluviales de terrazas bajas y fondos de valle.

La estructuración de la Hoja se debe en gran parte al contexto compresivo relacionado con la convergencia oblícua entre las placas Norte Americana y Caribeña que se traduce por deformaciones visibles a todas escalas con tres fallas regionales con movimiento general transcurrente senestro: el borde sur de la Zona de Falla de La Española en la esquina NE de la Hoja; la banda blastomilonítica de anfibolitas del Complejo Duarte y tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia; la falla Bonao-La Guacara, en la esquina SO, que limita las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

La deformación que afecta las rocas consiste principalmente en un cizallamiento muy heterogéneo dúctil-frágil que evoluciona a frágil. El contexto compresivo, bien conocido desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad, condiciona el levantamiento de la Cordillera Central y el encajamiento de la red fluvial. No obstante, este movimiento transcurrente de la Zona de Falla de La Española se inició ya antes y controló probablemente los depósitos de las rocas sedimentarias y el emplazamiento de los basaltos de la Fm. Magua.

ABSTRACT

The Diferencia map area is located in the Central Cordillera in the northwestern part of the Dominican Republic. The southern two thirds of the present area form part of the Armando Bermúdez National Park where access is very difficult due to its remoteness and mountainous relief rising as high as 2,500 m and decreasing to 300 m towards the north. Geologically speaking, the main part of the map area is underlain by the Central Cordillera domain bearing a well-marked NW-SE structure and, to a lesser extent, by the Magua-Tavera domain in its northeastern corner.

- The Central Cordillera domain is represented by a volcano-plutonic complex composed of: (1) the Duarte Complex (Jurassic Early Cretaceous) composed of metamorphosed and ductile- to ductile-brittle-deformed rocks and bearing oceanic plateau affinities, (2) the Tireo Formation, a volcano-sedimentary succession linked to a Late Cretaceous volcanic arc, and (3) the Late Cretaceous Loma de Cabrera batholith, ranging in composition from gabbro to tonalite, that intruded the two preceding units during the Late Cretaceous.
- The Magua-Tavera domain, which includes both sedimentary rocks and basaltic flows of Paleocene to Late Eocene age, lies to the south of the Española fault zone in tectonic contact with the northeastern margin of the El Bao batholith.
- Quaternary rocks are poorly represented and consist of piedmont colluvial and alluvial deposits.

The structures observed in the map area are linked to a compressive setting related to the oblique convergence between the North American and the Caribbean plates. This is reflected in the field by deformation at all scales and, more particularly, by the development of three regional transcurrent faults showing sinistral displacement: (1) the southernmost part of the Española fault zone in the north of the map area, (2) the blastomylonitic zone affecting both the Duarte Complex amphibolites and the Manacla-Diferencia tonalites, and (3) the Bonao-Guacara Fault, limiting the Loma del Tambor foliated tonalites in the southwestern corner.

The deformation style affecting these rocks is dominated by a strongly heterogeneous shearing evolving from ductile-brittle to brittle.

This compressive setting, well recorded from the Late Miocene to present, controlled the uplift of the Central Cordillera and development of the fluvial network. However, the transcurrent movement along the Española fault zone probably also played a key role in controlling the sedimentation and the magmatic activity of the Magua-Tavera domain during Paleocene to Eocene times.

1. INTRODUCCIÓN	14
1.1. Metodología	15
1.2. Situación geográfica	16
1.3. Marco Geológico	21
1.4. Antecedentes	25
2. ESTRATIGRAFIA	28
2.1. Jurásico Superior – Cretácico Inferior	29
2.1.1. Complejo Duarte	29
2.1.1.1. Generalidades	29
2.1.1.2. El Complejo Duarte en la Hoja de Diferencia	31
2.1.1.2.1. Complejo Duarte (9) Metabasaltos masivos, sub-afaníticos, magnéticos: lurásico Superior-Cretácico-Inferior (I K.)	no 32
2.1.1.2.2. Complejo Duarte (10) Metabasaltos porfídicos, magnéticos; Jurási	CO
Superior-Cretácico-Inferior (J ₃ - K ₁)	34
2.1.1.2.3. Complejo Duarte (8) Anfibolitas ; Jurásico Superior-Cretácico-Inferior (J	3 -
K ₁)	35
2.1.1.2.4. Las rocas intrusivas en el Complejo Duarte	36
2.2. Cretácico Superior	37
2.2.1. Formación Tireo	37
2.2.1.1. Generalidades	37
2.2.1.2. La Fm. Tireo en la Hoja de Diferencia	40
2.2.1.2.1. Formación Tireo (11) Rocas volcánicas, volcanoclásticas y/o epiclástic	as
indiferenciadas; ácido- intermedias (en general de grano fino); Cretáci	со
Superior (K ₂)	41
2.2.1.2.2. Formación Tireo (12) Lavas, brechas y tobas de composición intermedi	a-
basica; Uretacico Superior (K_2)	1 3
2.2.1.2.3. Formacion Tireo (13) Brechas Voicanicas dacitico-rioliticas; Cretaci Superior (K _a)	00 44
	· T

2.2.1.2.4. Formación Tireo (14) Lavas y tobas dacítico-riolíticas; Cretácico Superior
(K_2)
2.2.1.2.5. Formación Tireo (15) Calizas; Cretácico Superior (K ₂)
2.2.1.2.6. Formation Tireo (16) Lutitas; Cretacico Superior (K_2)
2.2.1.3. Intrusivos en la Formación. Tireo
2.3. Paleoceno - Eoceno Superior47
2.3.1. La Formación Magua47
2.3.1.1. Generalidades
2.3.1.2. La Formación Magua en la Hoja de Diferencia
2.3.1.2.1. Formación Magua (17) Basaltos; Paleoceno-Eoceno Superior (P ₁₋₂ ³)52
2.3.1.2.2. Formación Magua (18) Brechas volcánicas andesítico-basálticas;
Paleoceno-Eoceno Superior (P ₁₋₂ ³)53
2.3.1.2.3. Formación Magua (19) Lutitas predominantes y conglomerados;
Paleoceno-Eoceno Superior (P ₁₋₂ ³)53
2.3.1.2.4. Formación Magua (20) Conglomerado rojizo con niveles arenosos y
lutíticos; Paleoceno-Eoceno Superior (P ₁₋₂ ³)54
2.3.1.2.5. Intrusivos en la Formación Magua55
2.4. Mioceno Medio – Cuaternario, lateritización55
2.4.1. Generalidades
2.4.2. Alteración laterítica – arcillas rojas a rojizas de la Hoja de Diferencia 57
2.5. Cuaternario
2.5.1. (21)Terrazas bajas y fondos de valle: Gravas, arenas y arcillas; Cuaternario
(Q)58
2.5.2. (22) Coluviones: arcillas con cantos y bloques; Cuaternario (Q)58
3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y DATACIONES
3.1. Petrología y dataciones de las rocas intrusivas y filonianas
3.1.1. Introducción
3.1.2. Síntesis de las dataciones radiogénicas existentes

3.1.2.1. Los Intrusivos Máficos (Gabro, Anfibolita, Hornblendita)	61
3.1.2.2. Intrusivos tonalíticos	64
3.1.2.2.1. Intrusivos tonalíticos foliados	64
3.1.2.2.2. Tonalitas no deformadas	65
3.1.2.3. Aplitas con dos micas	67
3.1.2.4. Síntesis	67
3.1.3. Las rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Diferencia	68
3.1.3.1. Las rocas ultrabásicas	69
3.1.3.1.1. (1) Peridotitas serpentinizadas	69
3.1.3.1.2. (2) Cumulados piroxénico-olivínicos	69
3.1.3.2. El Batolito de Loma Cabrera	70
3.1.3.2.1. (3) Gabro-dioritas	70
3.1.3.2.2. (3a) Gabros de grano grueso	73
3.1.3.2.3. (4) Tonalitas	73
3.1.3.2.4. (4a)Tonalitas foliadas	77
31325 (4b) Pegmatitas tonalíticas	79
3.1.3.3. Batolito de El Bao	
3.1.3.3. Batolito de El Bao 3.1.3.3.1. (4c)Tonalitas-Cuarzodioritas	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao 3.1.3.3.1. (4c)Tonalitas-Cuarzodioritas 3.1.3.4. Diques relacionados con los batolitos de Loma Cabrera y El Bao 	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao 3.1.3.3.1. (4c)Tonalitas-Cuarzodioritas 3.1.3.4. Diques relacionados con los batolitos de Loma Cabrera y El Bao 3.1.3.4.1. (5) Diques máficos 	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao 3.1.3.3.1. (4c)Tonalitas-Cuarzodioritas 3.1.3.4. Diques relacionados con los batolitos de Loma Cabrera y El Bao 3.1.3.4.1. (5) Diques máficos	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	
 3.1.3.3. Batolito de El Bao	

3.2.4. Las unidades intrusivas en la Cordillera Central (Batolitos Lo	ma Cabrera y
Macutico, Macizo Loma del Tambor)	
3.2.5. Formación Magua	121
3.3. Dataciones absolutas	127
3.4. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar del Proyecto K	
3.4.1. Muestreo	128
3.4.2. Descripción de las técnicas analíticas	128
3.4.2.1. Técnica analítica U-Pb	128
3.4.2.2. Técnica analítica Ar-Ar	130
3.4.3. Resultados y discusión	131
3.4.3.1. Complejo Duarte	131
3.4.3.2. Batolito de Loma Cabrera	132
3.4.3.2.1. Gabros	
3.4.3.2.2. Intrusivos tonalíticos – cuarzodiorita	
3.4.3.2.3. Intrusión tonalítica en la Fm Magua	
3.4.3.2.4. Tonalita foliada de Diferencia	
3.4.3.2.5. Tonalita foliada de la Loma del Tambor	
3.4.3.2.6. Batolito de Macutico	
3.4.3.3. Formación Tireo	
3.4.3.4. Basalto Guandules-Pelona-Pico Duarte	136
	130
4. TECTONICA	
4.1. Contexto geodinámico de la isla La Española	
4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio del Proyecto K	142
4.3. Estructura de la Hoja de Diferencia	145
4.3.1. Descripción del mapa y de los cortes geológicos	145
4.3.2. Dominio Cordillera Central	147
4.3.2.1. Unidades litológicas	147

4.3.2.2. Fábricas y estructuras del C. Duarte (Zona NE de la Hoja de Diferencia) 147
4.3.2.2.1. Esquistos Verdes y subesquistos verdes del C. Duarte
4.3.2.2.2. Anfibolitas del C. Duarte y tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia y:
(Zona central de la Hoja)149
4.3.2.2.2.1. Anfibolitas blatomiloníticas del C. Duarte
4.3.2.3. Fábricas y estructuras del batolito de Loma Cabrera (NO de la Hoja de
Diferencia)
4.3.2.3.1. Secuencia intrusiva del batolito Loma Cabrera
4.3.2.3.2. Complejo gabróico-ultramáfico del batolito Loma Cabrera
4.3.2.3.3. Tonalitas
4.3.2.3.4. Diques máficos y félsicos155
4.3.2.3.5. Red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos
4.3.2.4. Fábricas y estructuras de la Fm. Tireo156
4.3.2.5. Fábricas y estructuras de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor 158
4.3.3. Dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de
Falla de La Española (NE de la Hoja de Diferencia)
4.3.4. Las fallas y lineamientos160
4.3.4. Las fallas y lineamientos
4.3.4. Las fallas y lineamientos 160 5. GEOMORFOLOGÍA 161 5.1. Descripción fisiográfica 161 5.2. Análisis geomorfológico 162 5.2.1. Estudio morfoestructural 162 5.2.1.1. Formas estructurales 163 5.2.2. Estudio del modelado 163
4.3.4. Las fallas y lineamientos 160 5. GEOMORFOLOGÍA 161 5.1. Descripción fisiográfica 161 5.2. Análisis geomorfológico 162 5.2.1. Estudio morfoestructural 162 5.2.1.1. Formas estructurales 163 5.2.2.1. Formas gravitacionales 163
4.3.4. Las fallas y lineamientos 160 5. GEOMORFOLOGÍA 161 5.1. Descripción fisiográfica 161 5.2. Análisis geomorfológico 162 5.2.1. Estudio morfoestructural 162 5.2.1.1. Formas estructurales 163 5.2.2.1. Formas gravitacionales 163 5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial 164
4.3.4. Las fallas y lineamientos 160 5. GEOMORFOLOGÍA 161 5.1. Descripción fisiográfica 161 5.2. Análisis geomorfológico 162 5.2.1. Estudio morfoestructural 162 5.2.1.1. Formas estructurales 163 5.2.2.1. Estudio del modelado 163 5.2.2.1. Formas gravitacionales 163 5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial 164 5.2.2.3. Formas por meteorización química 164
4.3.4. Las fallas y lineamientos 160 5. GEOMORFOLOGÍA 161 5.1. Descripción fisiográfica 161 5.2. Análisis geomorfológico 162 5.2.1. Estudio morfoestructural 162 5.2.1.1. Formas estructurales 163 5.2.2. Estudio del modelado 163 5.2.2.1. Formas gravitacionales 163 5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial 164 5.2.2.3. Formas por meteorización química 164 5.2.2.4. Formas poligénicas 165

5.3.1. Formaciones gravitacionales166
5.3.1.1. Arcillas y arenas con cantos. Coluviones (b). Holoceno 166
5.3.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial
5.3.2.1. Gravas, arenas y Limos. Fondos de valle y terrazas (a). Holoceno 166
5.3.3. Formaciones por meteorización química166
5.3.3.1. Arcillas. Argilizaciones (c). Pleistoceno-Holoceno
5.3.3.2. Arenas eluviales. Grus. Pleistoceno-Holoceno 167
5.4. Evolución e historia geomorfológica167
6. HISTORIA GEOLOGICA
6.1. Historia pre-Cretácico Superior169
6.2. Arco insular del Cretácico Superior170
6.3. Historia post arco Cretácico Superior - Dominio de Magua-Tavera
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA171
7.1. Hidrogeología171
7.1. Hidrogeología
7.1. Hidrogeología
7.1. Hidrogeología 171 7.1.1. Hidrología y climatología 171 7.1.2. Hidrogeología 173 7.2. Recursos minerales 174
7.1. Hidrogeología1717.1.1. Hidrología y climatología1717.1.2. Hidrogeología1737.2. Recursos minerales1747.3. Oro y sustancias polimetálicas175
7.1. Hidrogeología1717.1.1. Hidrología y climatología1717.1.2. Hidrogeología1737.2. Recursos minerales1747.3. Oro y sustancias polimetálicas1757.4. Rocas industriales y ornamentales176
7.1. Hidrogeología 171 7.1.1. Hidrología y climatología 171 7.1.2. Hidrogeología 173 7.2. Recursos minerales 174 7.3. Oro y sustancias polimetálicas 175 7.4. Rocas industriales y ornamentales 176 8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO 176
7.1. Hidrogeología 171 7.1.1. Hidrología y climatología 171 7.1.2. Hidrogeología 173 7.2. Recursos minerales 174 7.3. Oro y sustancias polimetálicas 175 7.4. Rocas industriales y ornamentales 176 8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO 176 8.1. Introducción 176
7.1. Hidrogeología 171 7.1.1. Hidrología y climatología 171 7.1.2. Hidrogeología 173 7.2. Recursos minerales 174 7.3. Oro y sustancias polimetálicas 175 7.4. Rocas industriales y ornamentales 176 8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO 176 8.1. Introducción 176 8.2. Relación de los Lugares de Interes Geológicos 177
7.1. Hidrogeología 171 7.1.1. Hidrología y climatología 171 7.1.2. Hidrogeología 173 7.2. Recursos minerales 174 7.3. Oro y sustancias polimetálicas 175 7.4. Rocas industriales y ornamentales 176 8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO 176 8.1. Introducción 176 8.2. Relación de los Lugares de Interes Geológicos 177 8.3. Descripción de los Lugares 178

8.3.1. L.I.G. Nº 1 Metabasaltos del Complejo Duarte y tonalita foliadas de Mnacla-
Diferencia (carretera La Cuatro Esquina-Naranjito-Manacla
8.3.2. L.I.G. N° 2: Anfibolitas del Complejo Duarte con aplitas deformadas: El
Sillón del Palacio180
8.3.3. L.I.G. N° 3: Anfibolitas del Complejo Duarte con leucogranito aplítico
deformados181
8.3.4. L.I.G. N°4 Pegmatita tonalítica: Alto de Juan Fino
9. 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 de la Dirección General de la Minería (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 Octubre 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 (Fig. 1):

Restauración	(5873)	Restauración Bánica	5873-l 5873-ll
Deisk (s	(5074)		50741
Dajabon	(5874)	Dajabon Loma de Cabrera	5874-I 5874-II
Monte Cristi	(5875)	Monte Cristi	5875-l
		Pepillo Salcedo	5875-II
Diferencia	(5973)	Diferencia	5973-I
		Lamedero	5973-II
		Arroyo Limón	5973-III
		Jicomé	5973-IV
Mao	(5974)	Мао	5974-I
Mao	(00/1)	Manaián	5074 II
			5974-11
		Santiago Rodriguez	5974-III
		Martín García	5974- IV



Fig. 1: Ubicación de la Hoja de Diferencia (5973-I) en el marco del proyecto K

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 del Servicio Geológico Nacional (SGN), decidió abordar, a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSE) 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 Santiago Rodríguez 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 (1964), 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 y espectrométrico de la República Dominicana (CGG 1997, del programa SYSMIN).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente vía un GPS, descargados y documentados en una base de datos, ploteados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones preestablecidas (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG. Todas las coordenadas citadas en el texto están en Latitud-Longitud con el datum WGS84.

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 (Santiago Rodríguez 5974).

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 de Diferencia (5973-I) está ubicada en el sector noroeste de la República Dominicana, en una zona muy montañosa de la Cordillera Central, a unos 150 Km en línea recta al NO de la capital Santo Domingo. La mayor parte de su territorio pertenece a la Provincia de Santiago de los Caballeros, la extremidad oeste a la de Santiago Rodriguez, y la esquina S0 a la de San Juan. La superficie del cuadrante totaliza cerca de 480 Km². El nombre de la Hoja (Diferencia) corresponde a la población situada en la esquina NE, en el valle de río Ámina, a la confluencia del río Dajao. Las principales poblaciones son: Diferencia, Manacla, La Higua, El Naranjito en la esquina NE, y Los Ramones, La Ciénaga, El Gallo, Loma Bajita en la esquina NO. Solo Diferencia, Los Ramones y La Ciénaga deben alcanzar el millar de habitantes con las poblaciones aisladas en las cercanías. Esta zona, antiguamente mucho más poblada, con habitaciones dispersas en las lomas, donde se cultivaba el café, está sufriendo una fuerte despoblación. Nótese que dentro de la Hoja no existe ninguna carretera asfaltada ni punto alguno al que llegue el tendido de suministro eléctrico.

Las principales vías de acceso, a la parte norte de la Hoja, la menos montañosa, se hacen por la carretera Santiago de los Caballeros-San José de Las Matas-Monción y por las carreteras sin asfaltar El Rubio-Manacla-Diferencia en el centro, Monción-La Ciénaga en la esquina NO, y Jánico-La Higua en la esquina NE. La esquina NE de la Hoja (El Najanjito, Manacla, Diferencia, La Higua, Los Naranjos) está bastante accesible por carreteras sin asfaltar y senderos. La esquina NO está también accesible por la carretera sin asfaltar Manacla-Los Jamones-La Ciénaga.

Los tres cuartos sur de la Hoja, incluidos en el Parque Nacional Armando Bermúdez no presentan carreteras. Los tres únicos accesos NS son los siguientes:

Al este, desde Mata Grande, (borde oeste de la Hoja de Janico), se accede al borde de la Hoja de Diferencia: la Sierresita, el Alto del Dajao al centro-este, y la Loma del Oro-Rancho en Medio, en la esquina SE, por el camino de acceso de la Hoja de Lamedero (Rancho en Medio, La Guacara, Valle de Bao, La Pelona, Pico Duarte).

Al centro, desde Manacla, la antigua carretera de la época Trujillo, prevista para atravesar la Cordillera Central y hacer la yuncción con el Valle San Juan (Hoja de Lamedero), Arroyo Limón y San Juan de Herrera, permite cortar la parte centro-sur de la Hoja de Diferencia. Esta carretera sin asfaltar, nunca se terminó y sólo se accede a lomos de caballería o a pie (la obra se paró en la Loma de los Platicos, al límite norte de la Hoja de Lamedero).

El relieve de la Hoja es muy accidentado, con cotas que oscilan entre 330 m en el borde norte y 2520 m (Loma de Los Platicos) en el borde sur.

El eje de la Cordillera Central, orientado ESE-ONO, corresponde a la esquina SO de la Hoja. Además de la Loma Los Platicos (2520 m) citada, destacan: Loma de la Ojadra (2195 m) Loma de los Cedros (2054 m), Loma del Cacique (2047 m), Loma de la Peña (2047 m), Cerro Lanudo (1929), Loma Cerro Prieto (1840 m), Pico del Gallo (1600 m).

Hoja Diferencia (5973-I) Memoria





La red hidrográfica corresponde a tres cuencas principales:

- Cuenca del río Ámina. Ocupa la parte centro-oriental de la Hoja, con el 40% de la superficie. Comprende los nacimientos del propio río (la Loma de los Platicos y extremidad norte de la Hoja de lamedero) y de sus principales afluentes:arroyos de los Palos, Dajao, la Higua, Manacla.
- Cuenca del río Magua. Ocupa la parte central de la Hoja, con el 35% de la superficie.
 Comprende los nacimientos del propio río (Loma de Los Platicos y Sierra Firme, y borde norte de la Hoja de Lamedero) y de sus principales afluentes: río Cedro y arroyo Malo.
- Cuenca del río Cenoví. Se extiende por el borde oeste, con la cabecera del rió (Loma del Cacique), ocupando el 25% de la superficie.

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 del Valle del Cibao el clima es húmedo cálido, con pluviosidad aproximada de 2000 mm, evapotranspiración entre 1500-1700mm y temperatura media de 25-26 °C, en la parte occidental es subtropical seco cálido, con una pluviosidad inferior a 1000 mm, evapotranspiración mayor de 1700 mm, y temperatura media de 26-27 ºC. Sin embargo, en zonas elevadas de la Cordillera Central como en el caso de esta Hoja, las condiciones climáticas son intermedias, con pluviosidad alta como en la zona oriental, pero temperaturas entre 12 a 18 grados y evapotranspiración más bajas. La máxima pluviosidad se produce en los meses de Mayo y Octubre y la mínima en Enero y Julio.

En las zonas más altas del sur de la Hoja de Diferencia, se producen heladas y escarchas y se registran temperaturas hasta 4 y 5 grados centígrados bajo cero.

Desde el punto vegetación la Hoja presenta dos zonas totalmente diferentes:

Los tres cuartos de la Hoja incluidos en el Parque Nacional, están cubiertos por el bosque.

Las formaciones vegetales están estructuradas fundamentalmente por bosques de coníferas, mixtos y latifoliadas o de Hojas anchas. Predomina el pino criollo, que ocupa el piso superior.



71,12261) 71.08595)



Las especies principales que ocupan los espacios naturales en esta área protegida son de importancia biológica excepcional, dado que están ubicadas en regiones de alta montaña. Constituyen elementos de rareza ornitológica en el ámbito de la zoogeografía mundial.

En la avifauna se destacan la cotorra, endémica de la Española; el carpintero; la cigua palmera, declarada ave nacional; el papagayo y el guaraguao.

Entre los mamíferos se destacan el puerco cimarrón, la jutía y el ratón. Se encuentran culebras sabaneras en la parte más baja del bosque.

En las últimas decadas, las zonas de cultivo del café, situadas al interior del Parque Nacional han sido abandonadas y la población ha migrado al norte de la Hoja, en el resto del País o al estrangero.

Fuera del Parque Nacional, el cuarto NE de la Hoja y unas pequeñas zonas aisladas están deforestadas dando paso a una vegetación secundaria, cultivos agrícolas y vegetación herbácea (pasto) (Foto 6).

La explotación forestal fue especialmente intensa en la década de 1970, mientras que en la actualidad predominan las labores de reforestación y mantenimiento.

En esta parte norte de la Hoja el cultivo más importante es el café que represesenta el principal recurso de la población. Los cultivos destinados al consumo local son: habichuelas, guandules, yuca, batatas, arroz, maíz y caña; y como frutales, mangos, plátanos, guineos, lechozas y naranjas. Fuera de las zonas de cultivo agrícola, los suelos están ocupados por vegetación arbustiva sometida al pastoreo de ganado caprino, vacuno y caballar de muy poco importancia.

1.3. Marco Geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la República Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados: desde conglomerados turbidíticos. desde continentales а abanicos coladas de lavas brechas v vulcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas. A todo esto hay que añadir la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, e importantes cortejos filonianos.

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

- En primer lugar por el carácter oceánico de la isla, al menos durante el Mesozoico, asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de la corteza oceánica, sometida a procesos de subducción, lo que provoca por un lado la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos 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 que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos. Hoja Diferencia (5973-I) Memoria página 22/192



Consorcio IGM-BRGM-INYPSA Julio 2002/Octubre 2004



- En tercer lugar la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre transpresivo, que ha afectado 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 desnudación 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 heterogéneo conjunto de materiales es igualmente heterogénea, pudiendo diferenciarse dentro del área abarcada por el proyecto una serie de dominios tectosedimentarios con características diferenciadas (Fig. 33). La naturaleza de

estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros corresponden a materiales de cobertera posteriores a las principales fases de deformación.

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

-El Dominio Cordillera Septentrional, limitado al Norte por el océano atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían en principio al denominado Bloque de Altamira (de Zoeten, 1988). En el área cartografiada, discordantemente sobre materiales marinos profundos del Cretácico 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.

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

-El Dominio Ámina-Maimón aflora bajo la discordancia basal del Dominio del Valle del Cibao y probablemente constituye, en gran parte al menos, su zócalo. El límite Sur de este dominio coincide con el extremo Norte de la Zona de Falla de La Española. Los materiales representados, pertenecientes a la Fm. Ámina-Maimón son depósitos vulcanosedimentarios, de edad Cretácico Inferior, que presentan una intensa deformación y no se encuentran nunca al Sur de la Zona de Falla de La Española.

-El Dominio Magua-Tavera tiene su área de afloramiento limitada a la Zona de Falla de La Española, y esta ocupado por una serie compleja, al menos en parte sintectónica, y con espesor 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 Eoceno Inferior y el Oligoceno Inferior.

-El Dominio Cordillera Central se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al Sur por la Falla de San José-Restauración. Los materiales más antiguos que afloran en este dominio son depósitos volcánicos y vulcanosedimentarios, de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que presentan una deformación polifásica y son denominados C. Duarte. Sobre este "zócalo" se depositó una potente serie vulcanosedimentaria a la que siguen depósitos de talud y calizas pelágicas, todavía durante el Cretácico Superior, y finalmente calizas de plataforma de edad Eoceno. Todos estos materiales están afectados por deformaciones de carácter transpresivo de intensidad variable según zonas y, además, se encuentran afectados por numerosas intrusiones, principalmente de carácter ácido, y diversos grados y tipos de metamorfismo.

- El Dominio 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 Mioceno Inferior. 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, e importantes depósitos sintectónicos.

-El Dominio Cuenca de San Juan ocupa la esquina Suroeste del área del proyecto K. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Oligoceno Superior 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 en algunos casos llegan a ocupar la mayor parte de la superficie de la Hoja cartografiada.

La Hoja de Diferencia abarca los Dominios Cordillera Central y Magua-Tavera.

1.4. Antecedentes

Los antecedentes de estudios geológicos dentro de la presente hoja son sumamente escasos y están limitados en gran parte a trabajos de carácter general, que abarcan un área extensa y solo incidental o parcialmente se ocupan de aspectos de la geología de la hoja.

A la escala de la isla, uno de los primeros trabajos sobre la geología de la isla es el de COOKE, 1920: "Un Reconocimiento Geológico de la República Dominicana". 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 en 1850. El trabajo

de Sowerby fue seguido por el de Gabb (1873) que atribuyo todos los fósiles y materiales marinos del Cibao a una única "Formación Miocena".

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas de los dominios Cordillera Central, Ámina-Maimón y Magua-Tavera es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, "Geología de la Parte Central de la República Dominicana", no publicada hasta 1966 con el subtítulo de "La historia de parte de un arco de isla". En ella define las formaciones Duarte, Maimón y Tireo dentro del Cinturón Intermedio (Median Belt), además de otras como Peralvillo y Siete Cabezas que no entran en este Proyecto. Posteriormente Palmer realiza su tesis en 1963, también de la Universidad de Princeton, Geología del Área de Monción-Jarabacoa, publicada en Nagle et al. (1979). Palmer define las formaciones de Ámina y Magua y correlaciona la Fm Ámina con la Fm Maimón, definida previamente por Bowin. Considera que la Fm Ámina estaría por debajo de la Fm Duarte, por las relaciones estructurales y el metamorfismo, aunque el contacto entre ambas formaciones es siempre por falla, a la que reconoce que puede suponer una traslación lateral muy importante y no ser válida la relación anterior. La Fm Magua estaría formada por una secuencia dominante de conglomerados con brechas basálticas, calizas, areniscas y un miembro local de lavas basálticas (Basaltos de Rodeo). En cuanto a la edad de esta formación se inclina por Maastrichtiano Superior a Eoceno Medio, por la presencia de rudistas.

La primera división estratigráfica de los materiales neógenos del Cibao se debe a los trabajos de Carlota Maury, quien en 1916, durante la invasión americana, condujo una expedición científica a la isla. Maury (1917) diferenció dos "formaciones" nombradas como *Aphera islacolonis* y *Sconsia laevigata*, rectificando en 1919 estos nombres como Fm Cercado y Fm Gurabo. Cooke (1920) introduce los términos de Conglomerado Bulla y Baitoa dentro de la Fm Cercado y Caliza de Mao Adentro y Arcilla de Valverde dentro de la Fm Gurabo. Vaughan et al (1921) modifican el nombre original de Arcilla de Valverde como Arcilla de Mao, denominación que será seguida por los autores subsiguientes. Bermúdez (1949) eleva a rango de Formación los conglomerados de Bulla y de Baitoa, y propone la Fm Mao que incluiría las Calizas de Mao Adentro, la Arcilla de Mao y un miembro superior no nombrado, compuesto por "una potente sección de limos arenas y conglomerados". Palmer (1979) introduce el término de Caliza de Monción, considerándola parte del Grupo Tavera; como se verá más adelante, en realidad esta caliza se sitúa dentro de la Fm 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 Fm Baitoa, de edad Mioceno

Inferior-Medio, no aflora en el área del Proyecto K, y la Fm Bulla no es discutida por estos autores, tal vez por considerarla equivalente de La Fm Baitoa siguiendo a Bermúdez (1949). Para las formaciones Gurabo y Cercado, cuyo estratotipo no había sido formalmente definido por Maury, estos autores proponen tectoestratotipos en el Río Gurabo, pero como ha podido comprobarse en la cartografía realizada en el presente Proyecto, el contacto entre ambas formaciones en el punto propuesto como límite no es cartográficamente trazable, por lo que deberá ser redefinido.

Vokes (1989) realiza algunas precisiones sobre la litoestratigrafía señalando la noequivalencia de las formaciones Baitoa y Bulla, y planteando la equivalencia lateral entre las formaciones Cercado y Gurabo tal como habían sido redefinidas por Saunders et al (1986) y señalando la continuidad litológica y faunística por encima y por debajo del supuesto límite.

Autores Edad	Maury 1917b	Maury 1919	Cooke 1920 1921	Vaughan et al. 1921	Maury 1929 1931	Weil 1940	Bermudez 1949	Butterlin 1954	Ramirez 1956	Weil 1966	Van den Bold 1968	Van den Bold 1969	Van den Bold 1972	Bowin 1975	Seiglie 1978	Dorreen 1979	Vokes 1979	Present paper		
Pleistoceno OCO DIO DIO DIO DIO DIO DIO DIO DIO DIO DI												Mao	Mao Gurabo	 Мао	Mao Gurabo		Gurabo		Superior Medio Inferior	Plioceno
Superior	Sconsia				Caimito		Μαο	Mao		Mao	Mao	Cercado		Gurabo		Mao Gurabo	y Cercado	Cercado ???	Superior	e
lioceno ^{Medio}	laevigata	Gurabo Sconsia laevigata	Arcilla Valverde Caliza Mao Adentro Gurabo	Arcilla Mao Caliza Mao Adentro Gurabo	Gurabo	Arcilla Mac Caliza Mao Adentro Gurabo	Gurabo	Gurabo	Mao Gurabo	Gurabo	Gurabo		Cercado (Baitoa)	Counda	Cercado	Cercado Cevicos		Baiton	Medio	Miocer
N Inferior	Aphera islacolonis	Aphera islacolonis	Cercado Baitoa Bulla	Cercado Baitoa	Cercado	Cercodo	Cercado Baitoa Bulla	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado					Tavera	Baitoa	ר ר נונונונונו	Inferior	
ceno			Cevicos caliza	Cevicos caliza		Cevicos cal		Trinchera Sombrerit	0	Villa Trina						Ĩ.				oceno
Oligo			Tavera	Tavera		Tavera	Tavera	Tavera		Tavera	Tavera		Tavera	Tavera			Tavera	Tavera	1	Oligo

Tabla 1: Síntesis histórica de las divisiones estratigráficas del Neogeno del valle del Cibao, Saunders et al. (1986)

Este autor señala también la identidad litológica entre la Arcilla de Mao y las facies profundas de la Fm Gurabo, rebajando además la edad propuesta por Saunders et al. para la localidad tipo de dicha arcilla y señalado su equivalencia en edad con las arcillas intercaladas con la base de la "Caliza de Mao Adentro" en su sección tipo.

Draper & Lewis (1991a) en su mapa geológico de la República Dominicana Central introducen el termino de Miembro Ayahamas, sin definición formal en el texto y que según la leyenda del mapa sería la parte superior de la Fm Gurabo constituido por calizas limosas. El topónimo Ayahamas es desconocido en la región mientras que la Loma de Ahuyamas está enteramente constituida por esta calizas, con lo que la denominación original parece derivar de una errata y parece conveniente renombrarlo como miembro Ahuyamas. En realidad en la cartografía de estos autores dicho miembro se dispone entre las formaciones Gurabo y Cercado. Por otra parte el afloramiento del Río Mao denominado por Maury (1917) como

página 28/192

"bluff 3" y considerado originalmente como perteneciente a la Fm Cercado se sitúa inmediatamente por debajo de las calizas del miembro Ahuyamas.

Una contribución general sobre todos los aspectos geológicos de la isla se encuentra en el Special Paper de Mann et al., (1991), destacando los trabajos allí incluidos de Draper y Lewis, sobre cinturones metamórficos; Lewis y Jiménez, sobre el C. Duarte; Lewis et al., sobre la Fm. Tireo; y Dolan et al., sobre cuencas sedimentarias.

Por último, todos los trabajos desarrollados en este Proyecto SYSMIN durante etapas anteriores (Proyectos C de Cartografía Geotemática, 1998-2000 y E de prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana; CGG, 1995-96) y las publicaciones a que dieron lugar: Pérez-Estaún *et al.*, Lewis *et al.*, Escuder-Viruete *et al.*, Díaz de Neira & Solé Pont, Hernáiz Huerta *et al.*, y Locutura *et al.*, en Acta Geológica Hispánica, (2002).

2. ESTRATIGRAFIA

Casi toda la Hoja de Diferencia forma parte del Dominio Cordillera Central; sólo en la esquina NE del mapa, en un área aproximada del 10%, está representado el Dominio Magua-Tavera. (Fig. 33)

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

Dentro del Dominio Cordillera Central, las rocas más antiguas forman parte del C. Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), representado aquí por metabasaltos y anfibolitas. La siguiente formación es Tireo, del Cretácico Superior, correspondiente a rocas volcanoclásticas y volcanosedimentarias afectadas por un metamorfismo de bajo grado.

En el extremo NE de la Hoja, el Dominio Magua-Tavera ligado a la Zona de Falla de La Española, esta representado por rocas volcánicas y sedimentarias del Terciario (Paleoceno-Eoceno).

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

2.1. Jurásico Superior – Cretácico Inferior

2.1.1. Complejo Duarte

2.1.1.1. Generalidades

Fue Bowin (1960) quien primero propuso el nombre de C. Duarte para designar a las rocas volcánicas básicas metamorfizadas, que se extienden entre Santo Domingo y Jarabacoa. Estas rocas básicas y ultrabásicas formarían parte de la corteza oceánica de la Placa Caribeña (Bowin, 1975). Posteriormente, Palmer (1979) aumentó como Duarte la prolongación en 75 Km al NO de la banda anterior, incluyendo rocas volcánicas básicas con menos metamorfismo (<u>esquistos esquistos</u> verdes), así como algunas facies menores asociadas de tobas básicas vítreas, chert y queratófidos. Mann *et al.* (1991) proponen una división geológica de la isla en doce terrenos, entre ellos el terreno metamórfico de Duarte Para Lewis et al. (1983), en lugar de formación lo denominan C. Duarte, que constituiría una isla o meseta oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Montgomery *et al.*, 1994). Muchos estudios petrográficos y geoquímicos apoyan la hipótesis de un C. Duarte como placa oceánica o *seamount* (Donnelly *et al.*, 1990; Draper & Lewis, 1991b; Lewis & Jimenez, 1991b; Dupuis *et al.*, 1998; Lapierre *et al.*, 1997; Lapierre *et al.*, 1999; Lewis et al., 2000; Lapierre *et al.*, 2000a; Lewis *et al.*, 2002).

Los metabasaltos del C. Duarte (e.g. Lapierre *et al.*, 1999; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 2000a; Lewis *et al.*, 2002) presentan las características de basaltos E-MORB. Se trata de basaltos picríticos, picrobasaltos, ankaramitas, ricas en MgO, pobres en Al2O3 que presentan un fuerte enriquecimiento en Ni y Cr. Los espectros de REE normalizados, respecto a la condrita, presentan un contenido muy bajo con un enriquecimiento en las tierras raras ligeras (LREE) y un ligero empobrecimiento en las tierras raras pesadas (HREE). Respecto a N-MORB, estas rocas muestran un enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, K, Sr), LREE, un fuerte contenido en Nb, Ta, Pb y un ligero empobrecimiento en las HREE. La firma de los isótopos está también en acuerdo con une firma de E-MORB (e.g.;+5 < ϵ Nd <+8).

Lewis y Jiménez (1991b) hablan de un C. Duarte formado por metabasitas, volcanitas ácidas y rocas sedimentarias que representarían la parte superior de una secuencia ofiolítica. Estos autores dividen el C. Duarte en:

 una parte inferior constituida por metabasaltos, facies esquistos verdes, asociados localmente con cherts, tobas cristalinas (*crystal tuffs*), gabros y sedimentos de tipo *shale* (e.g. sub-complejo de Yami y Dajabón),

- una parte superior, afectada por un metamorfismo de facies sub-esquistos verdes, compuesta por metabasaltos predominantes y metacherts, metatobas y micaesquistos con cuarzo
- Una facies anfibolítica relacionada, según estos autores, al metamorfismo de contacto de las intrusiones batolíticas.

Lapierre *et al.* (1999) distinguen en la región de Juncalito-Janico-La Vega, la succesión siguiente :

- peridotitas serpentinizadas cortadas por diques de diabasa,
- coladas basálticas interestratificadas localmente con niveles de cherts,
- una secuencia potente de basaltos picríticos y ankaramitas, y,
- anfibolitas,

El conjunto está en contacto por falla.

Respecto a la interpretación bien documentada, sugiriendo que el C. Duarte es una isla o una meseta oceánica, se mantiene la denominación de C. Duarte para las litologías compuestas de metabasaltos, diques máficos, rocas ultramáficas asociadas y rocas sedimentarias interestratificadas como los cherts o localmente los shales.

Pero las rocas volcánicas ácidas y vulcanosedimentarias de los alrededores de Jarabacoa, atribuidas por Lewis y Jiménez (1991a) a este complejo, así como otras que aparecen sobre el mismo en las Hojas de Monción, Diferencia, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera y Dajabón (subcomplejos del Yujo, Yami y Dajabón, para Draper & Lewis, 1991b) se asocian en este trabajo a la Fm. Tireo. En efecto en el cápitulo 3.2.3., tratando de la geoquímica de estas rocas se puede averiguar que tienen firma de rocas de arco de isla y no de basalto de meseta.

La potencia global del C. Duarte es muy difícil de establecer, por las siguientes razones:

- no se conoce la base,
- ausencia de niveles de referencia
- carácter mecanizado sistemático de la mayoría de los contactos.

No obstante, Lewis y Jiménez (1991) sugieren valores aproximados de 3-4 km para el espesor (estructural) del complejo superior y más de 10 km para el inferior. Los cortes geológicos realizados en la Hoja de Santiago Rodríguez dan un valor del espesor estructural de cerca de 5 Km.

La edad del C. Duarte ha sido controvertida. Bowin (1966) propuso una edad Cretácico Inferior a partir de una datación K-Ar de una hornblendita foliada situada al oeste de Piedra Blanca. Recientemente, Lapierre et al. (1999) han obtenido edades aproximadas de 86 Ma por Ar-Ar sobre anfíboles, que consideran representativas del complejo. O bien estas últimas edades representan la del Complejo o bien representan un "*re-setting*" ligado a la intrusión del batolito tonalítico. Por otra parte, la síntesis de las dataciones presentadas en el capítulos 3.1.2. y 3.4. muestra que lo esencial de las intrusiones máficas (hornblendita y gabro) situadas en la parte septentrional de la Cordillera Central y generalmente intrusivas en el C. Duarte, presentan edades más antiguas, concordantes con la de Bowin, situadas entre 121 y 127 Ma. A partir de un estudio estructural, Draper *et al.* (1996) proponen la obducción de la meseta oceánica, correspondiente al C. Duarte y rocas ultrabásicas de Loma Caribe, sobre el primitivo arco caribeño, durante el Aptiano-Albiano. La única datación paleontológica existente se localiza en niveles de cherts (con radiolarios) al norte de Jarabacoa; corresponde al Jurásico Superior (Montgomery *et al.*, 1994). En conclusión, la edad atribuida al C. Duarte en este trabajo es Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

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

2.1.1.2. El Complejo Duarte en la Hoja de Diferencia

En la Hoja de Diferencia, el C. Duarte ocupa el tercio NE de la Hoja, con bandas SE-NO de metabasaltos separadas, al sur, de las anfibolitas por una banda de tonalitas foliadas. Este conjunto sigue, hacia el NO, en la Hoja de Monción, y hacia el SE, en la Hoja de Janico. Los datos geofísicos aeroportados muestran una fuerte estructuración del C. Duarte (Fig. 4). El conjunto corresponde a una anomalía negativa del campo magnético reducido al polo. En el fondo de la anomalía negativa, que corresponde a metabasaltos magnéticos, tonalitas foliadas y anfibolitas, sobresalen dos bandas de máxima negativos, correspondiendo a metabasaltos no magnéticos. Las observaciones de campo y los estudios petrográficos y geoquímicos confirman esta presentación y la distincción en ese sector entre metabasaltos porfídicos magnéticos a la base y metabasaltos subafaníticos no magnéticos al techo.

En el C. Duarte de la Hoja se han distinguido cartograficamente las siguientes litologías:

- Metabasaltos masivos subafaníticos, no magnéticos
- Metabasaltos porfídicos, magnéticos
- Anfibolitas
- Pórfidos básicos



2.1.1.2.1. Complejo Duarte (9) Metabasaltos masivos, sub-afaníticos, no magnéticos; Jurásico Superior-Cretácico-Inferior (J₃ - K₁)

Estos metabasaltos (facies subesquistos verdes), no magnéticos representan la parte superior del C. Duarte de la Hoja de Diferencia.

Se caracterizan muy bien en la imagen aeromagnética. Forman dos bandas de anomalías muy negativas con la dirección regional SE-NO. Topograficamente, corresponden a los relieves del Pico del Rubio, Loma de la Higuera, Loma Palo Blanco, para la banda norte y Loma de Cabrera, Loma Los Arroyos y Pico de Higua en la banda sur. Siguen hacia el SE en la Hoja de Janico.

Los mejores cortes de esta unidad son:

Hoja Diferencia (5973-I) Memoria

- carretera El Rubio-Manacla, entre El Narangito y Manacla,
- carretera Diferencia-Loma Los Arroyos,
- carreteras Los Llanos-Higua y Alto del Dajao en el borde oriental de la Hoja,
- el río Ámina al norte y al sur de La Culata.

Los cortes principales han sido completados por los varios senderos de estas zona agrícola.

Este conjunto superior es muy homogéneo y está compuesto por basaltos grises oscuros de grano fino, masivos y afíricos.

Constituyen depósitos lávicos de texturas faneríticas subofíticas, carentes de esquistosidad (07JE9035, Lat: 281453, Long: 2136158, UTM-WGS84) o localmente con una esquistosidad facoidal grosera (07JE9036, Lat: 280981, Long: 2136030, UTM-WGS84). Están compuestos por un entramado de plagioclasas subidiomorfas tabulares entrecruzadas, que alojan en los huecos a fenocristales de subidio a alotriomorfos de piroxeno, con esfena, magnetita, ilmenita y opacos como accesorios. La roca está afectada por una alteración/metamorfismo tardi- o post-magmático que preserva las texturas ígneas originales, pero ha formado agregados pseudomórficos de tremolita-actinolita, esfena, clorita, epidota y opacos. Las plagioclasas están sericitizadas y epidotizadas. La mesostasia está recristalizada a un agregado muy fino de tremolita-actinolita, clorita y epidota, siendo rica en esfena y opacos. La alteración fue realizada en condiciones estáticas y formó agregados minerales propios de la parte de baja T de la facies de los esquistos verdes. (07JE9035, Lat: 281453, Long: 2136158, UTM-WGS84).



2.1.1.2.2. Complejo Duarte (10) Metabasaltos porfídicos, magnéticos; Jurásico Superior-Cretácico-Inferior (J₃ - K₁)

Los metabasaltos porfídicos, magnéticos, (facies sub-esquistos verdes-esquistos verdes) constituyen la parte inferior del conjunto basáltico de la parte NE de la Hoja de Diferencia y siguen hacia el NO en la Hoja de Monción y hacia el SE en la Hoja de Janico. Este potente tramo de lavas coherentes de basaltos porfídicos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, a menudo como cumulados, forman el fondo de la anomalía aeromagnética reducida al polo, con tres bandas orientadas SE-NO. Al norte, están en contacto por falla con la Fm.. Magua. Al sur, están separados de la banda de anfibolitas por una banda de tonalitas foliadas, de 1 a 2 km de potencia. Una pequeña banda discontínua, muy cizallada, se observa también en el borde SE de la banda de tonalitas foliadas y de anfibolitas, en contacto tectónico con la Fm. Tireo que se desarrolla más al sur. Esta misma facies de metabasalto muy cloritizado y cizallado con aspecto de esquistos verdes, se observa también en *"roof-pendant"* dentro de las tonalitas foliadas del borde SE de la Hoja y a lo largo de los principales accidentes SE-NO.



colada subhorizaontal (07PU9079; Lat: 19,33411; Long: -71,07868)

Los basaltos porfídicos y picritas con orto y clinopiroxeno, de tono verde oscuro, en general carentes de esquistosidad (fuera de las zonas de cizalla), han preservado la mineralogía y texturas del protolito (07JE9031 A y B, Lat:281936;Long:2137927, UTMWGS84). Presentan fenocristales milimétricos (hasta 5 mm) de orto y clinopiroxeno, plagioclasa y olivino, de subidio a alotriomorfos, inmersos en una mesostasia verde de textura intersectal a subofítica de grano fino. Como accesorios se ha observado ilmenita, magnetita, hematites y opacos. Algunos ortopiroxenos están zonados oscilatoriamente y presentan maclas. El olivino está

casi completamente reemplazado a clorita, serpentinita y opacos. La abundancia de fenocristales en los niveles picríticos y ankaramíticos sugiere que la roca es un cumulado de cristales. En este sector, las lavas están afectadas por un proceso de alteración tardimagmática y/o metamorfismo estático, que ha dado lugar a la formación de un agregado microcristalino sin orientación compuesto por clorita, mica blanca, epidota, prismas aciculares y rosetas de actinolita-tremolita, esfena y abundantes opacos. La asociación mineral producto de la alteración/metamorfismo hidrotermal es propia de la facies de los esquistos verdes. Hay también rellenos ovoides vesiculares de clorita, albita, zeolitas o epidota.

2.1.1.2.3. Complejo Duarte (8) Anfibolitas ; Jurásico Superior-Cretácico-Inferior $(J_3 - K_1)$ Al sur de las localidades de Manacla y Diferencia, una banda de anfibolitas blastomiloníticas, de 1 a 3 km de potencia, atravesa la totalidad de la Hoja de Diferencia, con la dirección SE-NO. Se prolonga hacia el SE en la Hoja de Janico y hacia el NO en las Hojas de Monción y Santiago Rodriguez, en el contacto septentrional del Batolito de Loma Cabrera.

En el borde norte, la banda de anfibolitas está separada del conjunto de metabasaltos por una banda de tonalitas foliadas, de 1 a 2 km de potencia. En el borde sur, al centro de la Hoja, está directamente en contacto con la Fm. Tireo, o separada por una banda de tonalitas foliadas. En el borde norte de la Hoja de Diferencia y en la Hoja de Monción, estas tonalitas foliadas corresponden a la extremidad SE del batolito de Loma Cabrera.



Foto 12: anfibolitas del Complejo Duarte con dique aplítico esquistosado, en las Carretera Manacla-Los Ramones: El Sillón del Palacio(07MJ9282; Lat:19,29999; Long: -71,10905)

Se trata de rocas anfibólicas y cuarzo-anfibólicas de color verde-azul oscuro y grano fino a fino-medio, que han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) de características miloníticas como consecuencia de una intensa deformación dúctil y el metamorfismo regional. Las texturas son granonematoblásticas y lepidoblásticas bandeadas blastomiloníticas, frecuentemente afectadas por una recristalización estática tardicinemática. Composicionalmente las muestras del Sillón del Palacio (07JE9044, Lat:278338; Long:2135366;y 07JE9045, Lat: 277972;Long: 2135379;UTMWGS84) (Foto 12), presentan como componentes principales hornblenda, mica verde-marrón biotita, plagioclasa oligoclasa, epidota y cuarzo, con ilmenita, circón, magnetita, esfena, pirita, oxidos de Fe-Ti y calcita como accesorios. La asociación mineral sin-Sp es diagnóstica de la facies de la anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). La fábrica plano-linear principal (Sp-Lp) está definida por una alternancia milimétrica de capitas claras cuarzo-plagioclásicas y verdes ricas en nematoblastos de anfibol y escasos agregados de epidota. Los anfiboles están a menudo boudinados perpendicularmente a la Lp. El cuarzo aparece muy abundante en algunas de las capas y podría derivarse de venas de cuarzo segregadas o intrusiones tonalíticas sin-Sp, que han sido completamente cizalladas y recristalizadas hasta el paralelismo con la Sp. La deformación fue no-coaxial como indica la asimetría de sombras de presión en torno a porfiroblastos de plagioclasa y epidoda y la de la fábrica interna en los agregados policristalinos de cuarzo. Los prismas de hornblenda se disponen en algunas rocas definiendo una fábrica S-C formada en condiciones de la facies anfibolita.

Las corneanas hornbléndico-piroxénicas son rocas verde oscuras, de grano fino y masivas, habiéndose observado puntualmente en los sectores más internos de las aureolas de contacto en torno a las intrusiones tonalíticas de Manaclá y Diferencia. Al microscopio se observan texturas nemato- y granoblásticas, de poligonal a débilmente elongadas y de carácter estático. La asociación mineral está compuesta por un anfibol hornblenda de color verde oliva a verde oscuro y una plagioclasa de composición oligoclasa-andesina, sin clorita ni epidota, apareciendo raramente clinopiroxeno, que es indicativa de la facies de las corneanas anfibólicas.

2.1.1.2.4. Las rocas intrusivas en el Complejo Duarte

El C. Duarte está intruido por rocas ultrabásicas, tonalíticas, diques máficos, leucograníticosaplíticos y cuarzo, descritas en le capítulo 3.1.3. Rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Diferencia.
2.2. Cretácico Superior

2.2.1. Formación Tireo

2.2.1.1. Generalidades

La Fm. Tireo ocupa los dos tercios de la Hoja de Diferencia. Las principales características generales están resumidas a continuación :

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

Esta formación se distribuye en una franja de unos 280 Km de longitud y 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 Norte de Haití (series del *Terrier Rouge* y series de la Mina). El límite Sur es la Falla de San José-Restauración, y por el Norte se extiende hasta la Zona de Falla de la Española (Fig. 3).

El nombre de la formación se corresponde al de un pueblo y un río, próximos a Constanza. 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), Jimenez & Lewis (1987), Amarante y García (1990), Lewis *et al.* (1991), Amarante y Lewis (1995) y Joubert *et al.*, (1998). Unos 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 Fm. 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 si solos podrían corresponder a formaciones.

La división realizada por Lewis *et al.* (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1984) conjuga otros criterios. Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de aplicarlas en una cartografía geológica.

Las dificultades cartográficas se deben, por una parte, al carácter extremadamente monótono que presentan estos materiales volcanoclásticos, carentes de niveles cartográficos de referencia, y por otra parte, a la dificultad de accesos que existe en una gran parte de la Cordillera Central. Además, hay que considerar que los dos grupos de investigadores citados, persiguen fines distintos y han centrado sus investigaciones en áreas diferentes, dentro de la gran extensión que ocupa la Fm. Tireo. Así, el trabajo de JICA /MMJA (1984) se centra en la exploración minera en áreas próximas al Pico Duarte y Las Cañitas (sector centro-occidental, de la Hoja de Gajo de Monte). Sin embargo, la mayoría de las observaciones de Lewis *et al.* (1991) se centran en Restauración, y en los sectores más orientales (Constanza, Valle Nuevo, Río Blanco).

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 volcanoclásticos, existen ciertas tendencias o cambios de facies. Así,, en la Hoja de Restauración, se puede ver una evolución en sentido SO-NE que se caracteriza por una presencia dominante de términos volcánicos y volcanoclásticos en el SO, mientras que hacia el NE predominan las epiclásticas con intercalaciones estrictamente sedimentarias

Por su facilidad de acceso, por los estudios ya hecho en esta área y por ser la que posee un registro litológico más amplio, la cartografía de la Hoja de Restauración ha resultado fundamental para la comprensión de la Fm. Tireo.

A la luz de los trabajos realizados en este proyecto, no se utiliza las subdivisiones de Lewis *et al.* (1991) (Tireo Inferior, Superior) o de JICA (1984) (Tireo Inferior, Medio y Superior), no porque una distinción estratigráfica local no sea visible, sino más bien, porque esta estratigrafía no es sistemática y no es reproducible de una zona a otra. Como ejemplo, los autores precitados acuerdan en decir que la parte superior de la Fm. Tireo está constituida principalmente por rocas volcánicas y vulcanoclásticas ácidas, esencialmente dacíticas. En la región de Restauración, se observa que las rocas volcánicas y vulcanoclásticas de composición ácida se encuentran más bien en la base de Fm. Tireo (ver a continuación). Por otra parte, en un contexto de arco volcánico, como es el caso del entorno de esta formación, las variaciones aleatorias del quimismo de los productos emitidos, las migraciones de los centros de emisión o hasta el funcionamiento concomitante de aparatos volcánicos emisores de productos de quimismo diferente, son algunos de los factores que dificultan el establecimiento de una columna litoestratigráfica de referencia a escala del conjunto de arco de isla.

Además, si la Fm. Tireo muestra una continuidad espacial desde el sector de Baní hasta el sector del Macizo del Norte en Haití (Fig. 3) considerándola a gran escala. Cuando se observa a escala más detallada, la del proyecto K, existen zonas aisladas de la Fm.Tireo, sin continuidad espacial con el *"terreno"* Tireo. Es el caso de las Hojas de Dajabón, Santiago Rodríguez y Monción, para las cuales el C. Dajabón (Hoja de Dajabón) y una parte de lo que anteriormente se había relacionado con el C. Duarte (Hoja de Santiago Rodríguez) y que ha sido atribuido, en el curso de estas cartografías, a la Fm. Tireo.

Durante el Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (1997-2000)", se levantaron por primera vez series muy completas, se establecieron varios miembros y se cartografiaron algunas litologías dentro de la Fm. Tireo (Hoja de Constanza etc.). Pero se encontraron las mismas dificultades para distinguir un Tireo Inferior de un Tireo Superior (Hojas de Sabana Quéliz y Arroyo Caña).

Por todas las razones expuestas, en vez de usar una columna estratigráfica genérica de la Fm. Tireo se ha preferido describir las evoluciones litológicas verticales y laterales por Hoja o por sector de estudio.

El lugar donde se ha podido observar correctamente el muro de la Fm. Tireo está en la Hoja de Jarabacoa, donde rocas de tipo cherts y lavas ácidas que pertenecen a la Fm. Tireo se depositaron sobre esquistos verdes del C. Duarte. En todas las Hojas del presente proyecto, la distribución cartográfica regional de la Fm. Tireo permite estimar que, al menos en parte, la formación se depositó bien sobre el C. Duarte. Por otro lado, hay trabajos, como el mapa geológico de la isla a escala 1:250.000 realizado por El Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Alemania), que consideran el C. Duarte en el presente trabajo.

La edad Cretácico Superior para la Fm. Tireo esta bastante bien establecida. La edad probable más antigua de la Fm. Tireo es del Cenomaniano (Bowin, 1966) en la Hoja de Constanza, constatada posteriormente en el Proyecto C de Cartografía Geotemática (1997-2000). En la región de Restauración, las calizas intercaladas en las volcanitas e incorporadas por Lewis en el Tireo Inferior han dado una edad Turoniano-Coniaciano ?

(Lewis *et al.*, 1991; Tabla 2). Otras dataciones de la Fm. Tireo dan Maastrichtiano Inferior y muestran edades más recientes que la de Campaniano Inferior, incluso Santoniano relacionado con el volcanismo ácido del Tireo Superior (Lewis *et al.*, 1991). Una dacita datada por 40 Ar/ 39 Ar sobre hornblenda, procediendo de la región de Restauración ha dado una edad de 81.2 ± 8.2 M.a. (Jiménez y Lewis, comunicación personal) en tanto que dos riolitas de la región de Valle Nuevo se dataron por K/Ar respectivamente a 71.5 ± 3.6 M.a. y 85.1 ± 4.3 M.a. (Electroconsult, 1983).

En cuanto al techo de la Fm. Tireo, el contacto es casi siempre tectónico. Sin embargo, justo al oeste de la Hoja de Restauración, existe un contacto normal que muestra la unidad Bois de Laurence en discordancia con la Fm. Tireo (Boisson, 1987; Louca, 1990). Esta unidad es datada por microfauna en el Campaniano-Maastrichtiano (Boisson, 1987; Lewis *et al.*, 1991; el presente trabajo) y sella la actividad del vulcanismo.

Los espesores estimados para la Fm. Tireo son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía. JICA/MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3500 m, mientras que Lewis *et al.* (1991) lo elevan a unos 4000 m. En este trabajo se han observado espesores similares a los citados aunque hay que tener en cuenta que la posible presencia de más imbricaciones en el seno de la formación, podría rebajar sustancialmente esta cifra.

2.2.1.2. La Fm. Tireo en la Hoja de Diferencia

La Fm. Tireo aflora en los dos tercios sur de la Hoja de Diferencia, con la dirección regional SE-NO. En la síntesis propuesta por Draper et Lewis (1991a), estas litologías estaban relacionadas con el C. Duarte.

En el borde septentrional de la Hoja, la Fm. Tireo está limitada por las anfibolitas del C. Duarte e intruida por la terminación sur del batolito de Loma Cabrera. En la extremidad SO de la Hoja está limitada por la banda de tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

Hacia el ONO, la Fm. Tireo sigue en las Hojas de Jicomé, Santiago Rodriguez, Restauración y Loma de Cabrera y hacia el SO, en las Hojas de Lamedero y Janico.

En la parte central de la Hoja, está intruidas por pequeños plutones de gabrodiorita o tonalita.

La Fm. Tireo de la Hoja de Diferencia se encuentra en gran parte en la zona muy montañosa del Parque Nacional, cubierta por un bosque denso. Los cuatro principales cortes NS accesibles son:

- al este, camino Mata Grande-Rancho en Medio
- al centro, el antiguo proyecto de carretera, Manacla la Loma de los Platico

- Al oeste del río Magua (mitad norte de la Fm. Tireo), el camino Manacla-El Monte de los Plátanos,
- al oeste, el camino La Ciénaga-Sierrecita y el sendero Sierrecita-Monte de La Cabirma-la Loma Laguna Verde.

Se han cartografiadas las siguientes facies de la Fm. Tireo:

- Rocas volcánicas, volcanoclásticas y/o epiclasticas indeferenciadas, ácidointermedias (en general de grano fino)
- Lavas, brechas y tobas de composición intermedia-básica
- Brechas volcánicas dacítico-riolíticas
- Lavas y tobas dacítico-riolíticas
- Calizas
- Sedimentos: lutitas

Salvo para las calizas y las lutitas las unidades cartografiadas representan los conjuntos de facies dominantes. Las variaciones de la serie vulcanosedimentaria a la escala métrica o decamétrica, la escasez de los cortes geológicos accesibles y las malas condiciones de afloramiento (meteorización, cobertura vegetal) no permiten aportar más detalles a la escala 1/50.000.

En la imagen aeromagnética reducido al polo (Fig. 4), la Fm. Tireo corresponde globalmente a una anomalía negativa con algunas anomalías positivas, de intensidad media a fuerte, ligadas a los intrusivos gabrodioríticos. En superficie, estos intrusivos son mucho más reducidos que las anomalías positivas. En particular, en la gran anomalía positiva del cuarto NO de la Hoja, sólo los máxima anomales corresponden a los afloramientos de gabrodioritas o tonalitas. Es muy probable que la terminación SE del batolito de Loma Cabrera, que aflora en la extremidad NO de la Hoja, se continua en profundida hacía el SE, por debajo de la Fm. Tireo, hasta las fallas SO-NE de los ríos Cedro y Manacla, y más al SE, con el eje positivo SE-NO de las Lomas de La Ojadra y de Los Cedros.

2.2.1.2.1. Formación Tireo (11) Rocas volcánicas, volcanoclásticas y/o epiclásticas indiferenciadas; ácido- intermedias (en general de grano fino); Cretácico Superior (K₂)

Este conjunto, muy monótono, representa un tercio de la Fm. Tireo, y aflora en la mitad oeste de Hoja. Sigue hacia el oeste en toda la Hoja de Jicomé. En la Hoja de Diferencia, forma la parte inferior de una gran sinforma con los otros tipos de rocas de la Fm. Tireo en el centro, a nivel de la Loma de Los Bañaderos, la loma de Cerro Prieto, y el Monte de Los Plátanos.

Los mejores cortes son los del rió Cenovi, del camino Cenoví (NE de la Hoja de Jicomé)-La Cienaga y Cenovi-Monte Cabirma-Loma Laguna Verde. La meteorización es casi general, sin llegar a las capas de arcillas rojas de tipo laterítico conocidas en el tercio NE de la Hoja.

Se trata de rocas masivas o bandeadas, con esquistosidad más o menos manifiesta, de grano fino y color gris-verdoso más o menos oscuro.

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

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

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

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

Estas rocas son clasificadas como pizarras o filitas sericítico-cloríticas-epidóticas provenientes de tobas finas, cineritas y/o epiclastitas de composición ácido-intermedia (riolita-dacita-andesita).

En la extremidad NO de la Hoja, en el cauce del río Cenoví, esta unidad presenta puntualmente un metamorfismo de contacto en el borde de un pequeño afloramiento de gabrodiorita de la terminacion sur del batolito de Loma Cabrera. Más al este, al sur de la Loma Bajita, en el mismo contexto, pero al contacto con las tonalitas no se nota un metamorfismo de contacto. 2.2.1.2.2. Formación Tireo (12) Lavas, brechas y tobas de composición intermedia-básica; Cretácico Superior (K₂)

Esta unidad representa aproximadamente un tercio de la Fm. Tireo de la Hoja de Diferencia, encajando el conjunto de volcanitas ácidas del centro de la Hoja, o formando alternancias en la parte este.

Se trata de un conjunto de lavas, brechas y tobas, de color verde oscuro, esquitosado y localmente cizallado, en particular cerca del contacto con la banda de anfibolitas y las tonalitas foliadas donde se sobrimpone un fuerte hidrotermalismo (clorita, cuarzo y pirita fina diseminada). La tobas finas y lavas dominan. Las brechas presentan bloques de andesitas o basaltos vacuolares, centimétricos a pluridecimétricos (hasta 50 cm) elongados en el plano de foliación marcado por las cloritas verde oscuro, y los niveles de granulometría fina a media de las tobas. Algunos bloques decimétricos presentan una forma ovoide, sugiriendo un posible transporte de tipo "mass-flow".



Las metatobas líticas, andesíticas, son de color verde-gris oscuro, variablemente esquistosadas y recristalizadas. Están compuestas por un agregado de fragmentos líticos, texturalmente heterogéneos, cuya recristalización 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. Esta asociación indica condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes de baja-T sin epidota.

La datación Ar-Ar (07MJ9134, Lat: 19,24183; Long: -71,0527) de los metabasaltos cizallados y muy cloritizados, con aspecto de esquistos verdes, poviniendo del Arroyo de Los Palos, en contacto tectónico con el borde sur de las bandas de tonalitas foliadas y anfibolitas, ha dado un resultado considerado como no válido ~129±20Ma (ver § 3.4.3.4).

Esta zona de falla presenta vetas de cuarzo y pirita diseminada.

La muestra analizada es una roca esquistosa, máfica, de color verde oscuro, grano fino a muy fino, con anfíboles abundantes, y que ha desarrollado una penetrativa fábrica planolinear (Sp-Lp) dúctil sinmetamórfica. Se observan venas de cuarzo microplegadas y cizalladas contemporáneamente al desarrollo de la Sp.

La textura es granonematoblásticas y posiblemente miloníticas, recristalizadas estáticamente con posterioridad.

Los minerales principales o esenciales son: actinolita-tremolita, plagioclasa (albitica?), clorita, epidota, mica blanca, con esfena, ilmenita, cuarzo, magnetita y opacos como accesorios.

La roca metabásica de génesis ortoderivada, ha sido transformada a un esquisto máfico, como consecuencia de la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático.

La deformación fue muy posiblemente no-coaxial, producida por un cizallamiento dúctil, que formó una penetrativa fábrica plano-linear de grano fino, anastomosada, y que posteriormente recristalizó estáticamente en momentos algo tardicinemáticos. Las venillas de cuarzo microplegadas debieron formarse por segregación metamórfica y cizallarse durante la deformación sin-Sp.

El metamorfismo fue de sin- a tardicinemático respecto al cizallamiento y produjó una asociación mineral sin-Sp, formada por anfíbol actinolita-tremolita, plagioclasa albítica, mica blanca moscovítica, clorita y epidota amarilla, con esfena en sectores. Dicha asociación sin-Sp es diagnóstica de la facies de los esquistos verdes de mayor-P. La orientación paralelamente a la Sp de los pequeños nematoblastos de hornblenda, de los lepidoblastos de micas y el elongado de los agregados de granos de plagioclasa, definen la foliación. Hay también varias cloritas de mayor tamaño y agregados de cuarzo policristalinos estirados paralelamente que contribuyen en la definición de la Sp.

En algunas zonas se observa una fábrica compuesta por dos planos asociados, que podría ser de tipo SC o ECC recristalizada/poligonizada.

2.2.1.2.3. Formación Tireo (13) Brechas volcánicas dacítico-riolíticas; Cretácico Superior (K₂) Las brechas volcánicas ácidas son raras. Sólo un pequeño sector se ha individualizado cartograficamente en La Loma de Antonio Torrez-La Gallera, en la parte central de la Hoja, al oeste del río Magua. Las brechas presentan elementos inferiores a 5 centímetros y alternan con tobas y lavas acidas. El conjunto es muy meteorizado. Se nota una esquistosidad aunque los elementos anguloso parecen poco o no deformados.

Las rocas menos meteorizadas son de color oscuro, gris-verdoso. Están formadas por albita, cuarzo, clorita, sericita, epidota y fragmentos de rocas volcánicas (dacitas-andesitas y/o basaltos con clinopiroxeno augítico y hornblenda); también se encuentran fragmentos vítreos y microcristalinos. Como accesorios, tienen ilmenita, opacos y óxidos de Fe-Ti. Las texturas varían de hipocristalina porfídica a granoblástica y granolepidoblástica, algo bandeadas cuando están más deformadas.

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

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

2.2.1.2.4. Formación Tireo (14) Lavas y tobas dacítico-riolíticas; Cretácico Superior (K_2) Esta unidad forma una banda con dirección regional SE-NO, en el centro de la Hoja y de los afloramientos de la Fm. Tireo.

Debido a los intrusivos gabro-dioríticos, esta banda se marca por una anomalía positiva en la imagen aeromagnética reducido al polo (Fig. 4). Se ha podido observar en los afloramientos de las lomas de Rancho en Medio-Los Cedros, en la esquina SE de la Hoja, que el magnetismo de las muestras de mano de esta unidad está ligado a venillas de magnetita, milimétricas a centimétricas, que invaden la roca, durante la intrusión de las gabrodioritas o tonalitas y/o el hidrotermalismo.

Por lo general, son rocas masivas y esquistozadas, localmente cizalladas, de color gris verdoso, de grano medio a fino, algo bandeadas. Con la meteorización, estas facies ácidas adquieren un tono claro, beige, caractéristico.

Un hidrotermalismo localmente intenso con clorita, cuarzo, epidota y pirita diseminada accentua el color verdoso de la roca fresca. En la esquina SE de la Hoja, la pirita diseminada llega puntualmente (08MJ9111, Lat: 19,16989; Long: -71,0132; cañada de la

Hoja Diferencia (5973-I) Memoria

Aguita Fria) a dar un bandeado a las tobas finas; estos tramos han sido cartografiados como lentejones de pirita diseminada.



Foto 14: Fm. Tireo: metatobas finas acidas en un conjunto de metaandesitas en la facies esquistos verdes del C. Duarte al norte de la Hoja de Diferencia (07PU9230; Lat: 19,32406; Long: -71,13806)

Las metatobas dacíticas con desarrollo de esquistosidad presentan texturas granoblásticas, granonematoblásticas y lepidoblásticas de grano muy fino. Están compuestas por un agregado que reemplaza a clastos volcánicos aplastados, de clorita, mica blanca sericítica, agregados de epidota, albita, prenhita, pumpellita, opacos y accesorios. Cuando aparece, el anfibol tremolítico-actinolítico es de grano muy fino y forma nematoblastos aciculares en zonas ricas en albita y epidota. Los pequeños granos de epidota están dispersos por la matriz y pseudomorfizan a la plagioclasa ígnea. La clorita reemplaza a los 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 sin-esquistosas son de la facies de los subesquistos (prenhita-pumpellita) y esquistos verdes (con anfíbol). Se observan parches y venas rellenas de prenhita, epidota y clorita.

2.2.1.2.5. Formación Tireo (15) Calizas; Cretácico Superior (K₂)

Un sólo afloramiento de calizas ha sido cartografiado en la Fm. Tireo de la Hoja de Diferencia (07PU9148, Lat:19.25224; Long-71.15774); está ubicado en el centro de la Hoja, al cruce del camino Manacla-Loma de Los Plátanos con el arroyo Rancho de los Plátanos, afluente izquierdo del río Magua.

Las calizas negras, impuras, con pirita diseminada, se observan en la cascada del arroyo de los Plátanos, intercaladas con niveles de chert y esquistos verdes en un conjunto de metalavas y tobas andesíticas. La potencia es métrica y ma extensión muy difícil de evaluar.

2.2.1.2.6. Formación Tireo (16) Lutitas; Cretácico Superior (K₂)

Un solo afloramiento (08PU9185; Lat: 19,27882; Long: -71,0131 y 08MJ9186: Lat: 19,2069; Long: -71,00265) predominantemente sedimentario ha sido cartografiada dentro de la Fm. Tireo. Está ubicado en la parte central de la Hoja, al oeste del arroyo de La Manacla, en el camino Manacla-Los Marcotes, a nivel de Los Bañaderos,.

Se trata de metalutitas de color marron-beige, con una influencia de la participación volcánica de tipo metacineritas e intercalaciones de metatobas o epiclastitas ácidas bien estratificadas, en un conjunto de lavas, brechas y tobas intermedias a básicas. No se ha podido seguir la extensión de este lentejón sedimentario.

2.2.1.3. Intrusivos en la Formación. Tireo

La Fm. Tireo está intruida por rocas gabrodioríticas y tonalíticas, diques máficos, leucograníticos-aplíticos y cuarzo, ligados al batolito de Loma Cabrera. Estas rocas están descritas en le capítulo 3.1.3. (Rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Diferencia).

2.3. Paleoceno - Eoceno Superior

2.3.1. La Formación Magua

2.3.1.1. Generalidades

La Fm. Magua aflora en la esquina NE de la Hoja de Diferencia.

Esta formación, definida por Palmer (1963), se extiende a lo largo de toda la zona del Proyecto K, dentro de la Zona de Falla de la Española, con anchura comprendida entre 1 y 2 km. Se trata de una cuenca que parece estar muy ligada a la actuación de la Zona de Falla de La Española , debido a que sus depósitos se encuentran limitados a la Zona de Falla de La Española en toda la región y a la distribución y tipos de sedimentos o rellenos. Está constituida dominantemente por una potente secuencia de conglomerados, con intercalaciones de areniscas, calizas, lutitas y flujos y brechas volcánicas basálticas (Miembro el Rodeo). La Fm Magua no está metamorfizada y se dispone discordante angularmente sobre el C. Duarte y la Fm. Tireo, metamorfizados en condiciones variables de la facies esquistos verdes a anfibolitas. Las relaciones de discordancia se infieren también indirectamente, ya que los conglomerados de la Fm Magua incluyen cantos de tonalitas con hornblenda idénticos en textura y composición a los macizos que intruyen al C. Duarte y a la

Fm. Tireo. Además, como se muestra en un apartado posterior, la composición de las rocas es exclusivamente basáltica y de geoquímica muy diferente a la de la Fm. Tireo. El contenido fósil de las intercalaciones de calizas dentro de la Fm Magua han proporcionado edades Cretácico Superior – Eoceno Superior.

Las rocas volcánicas de la Fm Magua están bien representadas en las Hojas de Monción, Santiago Rodríguez, Dajabón y Diferencia. Se trata de basaltos en facies coherentes de lavas y de autobrechas, aunque también pueden aparecer formando diques y pequeñas intrusiones someras. Las lavas son afíricas, masivas o vesiculares, formando niveles masivos o con poco abundantes estructuras de flujo. La presencia de vesicularidad en estas rocas asociadas con calizas marinas y ausencia de lavas almohadilladas, sugiere unas condiciones de emplazamiento en un medio subacuoso somero. Las brechas y algunos tramos de lavas están afectados por una alteración espilítica. En la Hoja de Monción se han observado intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas. Los basaltos de la Fm. Magua debieron intruir a favor de un sistema de fallas subverticales, en relación a las cuales también se emplazaron un conjunto de diques de leucogranitos de dirección ONO-ESE. Junto al resto de las litologías de la formación, estos granitoides están cizallados heterogéneamente y fracturados en relación al movimiento de la Zona de Falla de La Española.

Los basaltos masivos corresponden a toleitas de tono marrón verde oscuro, a gris-azulado en corte fresco, afaníticas, que presentan proporciones variables de vesículas rellenas de clorita y zeolitas. Texturalmente son rocas volcánicas hipocristalinas, masivas, vesiculares, amigdalares, que son tendentes a intergranulares de grano fino, microporfídicas y fluidales. Mineralógicamente contienen clinopiroxeno, plagioclasa y, en ocasiones, olivino, como minerales principales, y magnetita, ilmenita y opacos, como accesorios.

Al microscopio, los basaltos toleíticos están compuestos por un agregado de fenocristales de ferromagnesianos y plagioclasas de idio a subidiomorfos. En algunas muestras, los microfenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa definen una fábrica magmática planar fluidal. Los ferromagnesianos son una augita titanada marrón y escaso olivino. La mesostasia está formada por un agregado micro y criptocristalino de textura intergranular a subolítica, rico en magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Se superpone una alteración hidrotermal tardi- o post-magmática, que origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, pumpellita, clorita y opacos, la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas; y la opaquización de la

mesostasia con oxidación de la magnetita. La alteración rellena las vesículas por agregados y parches de epidota, clorita, calcedonia, calcita y pumpellita, frecuentemente como agregados verdes fibroso-radiales drúsicos.

Las brechas basálticas están compuestas por fragmentos milimétricos y centimétricos de basaltos de color verde-marrón oscuro, afaníticos y variablemente vesiculares, en todo comparables a los flujos lávicos previamente descritos. La matriz de la brecha es rica en epidota, clorita, albita y sericita. En general, las brechas aparecen alteradas/ y atravesadas por una red de venas de epidota. La alteración hidrotermal consiste en una espilitización de intensidad de moderada a intensa, que origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos, la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas, y la opaquización de la mesostasia. La alteración lleva asociada la formación de venas con unos vistosos rellenos de epidota y calcita drúsicos. Sin basálticas corresponden a embargo, algunas brechas depósitos sin-eruptivos resedimentados: "mass-flow" o, incluso, depósitos sedimentarios volcanogénicos de masas o tractivos, ya que parte de los fragmentos son bioclásticos y los volcánicos incluyen tipos de diferente composición, textura y grado de alteración.

Intruidos en las lavas, aparecen diques basálticos y doleríticos, que probablemente representan los conductos de alimentación de las lavas. Se trata de rocas hipovolcánicas, prácticamente holocristalinas, de textura intergranular a subofítica, variablemente afectadas por la alteración hidrotermal espilítica. Al microscopio están compuestas por un entramado de fenocristales tabulares de plagioclasas subidiomorfas, que rodean y encierran pequeños prismas de clinopiroxeno y hornblenda verde pleocróico. La mesostasia es escasa y está compuesta por un agregado secundario de cuarzo, sericita y albita. La alteración reemplaza a la dolerita en parches compuestos por agregados de epidota, albita, calcedonia, clorita y calcita.

Las rocas piroclásticas y tufíticas de la Fm. Magua consisten en tobas finas y cineritas líticas y cristalinas, de tonos oscuros, cuyo origen puede ser tanto volcanoclástico como volcanosedimentario. Al microscopio presentan una textura fragmentaria laminada, subequigranular de grano fino y muy fino. Como componentes esenciales contienen piróxenos, hornblenda, plagioclasa, cuarzo, calcedonia, magnetita y opacos; como componentes accesorios esferulitos, carbonatos, fragmentos de rocas volcánicas ácidas, rocas metamórficas, micas, chert y vidrio. En los niveles de areniscas tufáceas finas se han observado fragmentos de foraminíferos, piróxenos, epidota y anfiboles. Al microscopio estas rocas suelen presentar una laminación, definida por la abundancia relativa de partículas más o menos ricas en cuarzo, ferromagnesianos o material micro y criptocristalino, así como las variaciones en el tamaño de los fragmentos de cristales y líticos. Las cineritas presentan niveles o tramos de un intenso color rojizo-morado, relacionado con una impregnación de hematita pelicular en torno a las partículas, probablemente generada por oxidación en condiciones subaéreas.

A favor de fracturas, intruyen diques de rocas subintrusivas de composición dacíticatonalítica o de leucogranito de dos micas, con cordierita en ocasiones y variablemente foliados, milonitizados y cataclastizados. Estas rocas son de composición granítica y texturas ígneas holocristalinas, faneríticas, granudas e inequigranulares, tendente a microporfídicas. Composicionalmente, se trata de granitos con cordierita peralumínicos, formados por anatexia de materiales adecuados en zonas profundas de la Zona de Falla de La Española. Que se trate de composiciones próximas al eutéctico granítico está apoyado por la presencia, en estos granitoides, de texturas con inclusiones mutuas entre el cuarzo y los feldespatos, inclusiones de gotas de cuarzo en la plagioclasa albítica, intercrecimientos micrográficos y mirmequíticos y la formación de moscovita a expensas del feldespato-K. Mineralógicamente están formados por cuarzo, plagioclasa y microclina, con biotita, moscovita, cordierita, apatito, esfena y opacos como accesorios. Hay rellenos de grietas y microfracturas y reemplazamientos tardíos de carbonatos. La deformación que afecta a estas rocas es dúctil-frágil y frágil; da lugar a la formación de rocas miloníticas cuarzofeldespáticas y filoníticas primero, y cataclasitas más o menos foliadas y harinas de falla después, sugiriendo un progresivo descenso de la temperatura de la deformación con el tiempo.

Las calizas pueden ser masivas, arrecifales en su mayor parte, con restos de corales, así como bioclásticas en capas o lentejones de escasa potencia, métrica a decamétrica. Pero lo más corriente son niveles de calizas interestratificadas con lutitas y margas en alternancias centimétricas o decimétricas, hasta los mayores lentejones calcáreos métricos y decamétricos. En algunos afloramientos y clastos rodados de calizas, se han visto fragmentos de rudistas (Hoja de Dajabón); observación también realizada por otros autores y puesto de manifiesto por Palmer (1963). Las calizas presentan abundante fauna de foraminíferos planctónicos que dan edades desde el Paleoceno Superior hasta el Eoceno Superior, con mayor probabilidad de Eoceno Medio. Una interpretación lógica es que los rudistas fueran alóctonos, heredados del desmantelamiento de una Fm. Tireo más

generalizada sobre el C. Duarte, pero sin descartar que las propias calizas de Magua empiezan al Cretácico Superior terminal (Maastrichtiano).

Los conglomerados se disponen en diversos tramos o niveles y son muy heterogéneos:

- Conglomerado con cantos casi exclusivamente de tonalitas en una matriz arcósica localmente carbonatada,
- Conglomerado con grandes clastos de material del C. Duarte y basaltos de la Fm. Magua,
- Conglomerado con cantos casi exclusivamente de calizas.

Los más frecuentes son conglomerados formados por cantos bien redondeados y de distinta composición: basaltos, tonalitas, gabros, chert, cuarzo, etc. Por lo general el cemento o matriz y los cantos suelen ser de composición muy parecida.

2.3.1.2. La Formación Magua en la Hoja de Diferencia

La Fm. Magua aflora en la esquina NE de la Hoja, en contacto tectónico, al sur, con los metabasaltos del C. Duarte, y al NE, con las gabrodioritas y tonalitas-cuarzodioritas del batolito de El Bao. La formación sigue hacia el SE, en la Hoja de Janico donde está limitada por el batolito de El Bao. Hacia el NO, la Fm. Magua se desarrolla en las Hojas de Monción, Santiago Rodriguez y Dajabón.

Los mejores cortes de la esquina NE de la Hoja, se hacen en la carretera de acceso a Los Naranjos y en el arroyo Higua. Existen también varios caminos hasta La Coja de Higuera y Los Higos Gordos.

Las diferentes facies descritas a continuación cubren el 2,2 % de la superficie de la Hoja:

- basaltos
- brechas volcánicas andesítico-basálticas
- lutitas predominantes y conglomerados
- conglomerado rojizo con niveles arenosos y lutíticos

Los basaltos y brechas andesítico-basálticas son las más representadas. Las diferentes unidades son muy fracturadas por fallas SE-NO, paralelamente a la Zona de Falla de La Española situada un poco más al norte, en la Hoja de Monción.

Las dataciones por microfauna en la Hoja vecina de Dajabón dan una edad Eoceno para las calizas masivas y Paleoceno terminal o Eoceno basal en unas turbiditas con material volcánico.

2.3.1.2.1. Formación Magua (17) Basaltos; Paleoceno-Eoceno Superior (P₁₋₂³)

Dos bandas, de aproximadamente 500 m de potencia, con dirección regional SE-NO, de basaltos, alternando con brechas andesítico-basálticas, han sido cartografiadas en la esquina NE de la Hoja.

En la imagen aeromagnética reducida al polo (Fig. 4) estos basaltos, al contrario de los de la Hoja de Santiago Rodriguez, corresponden a una anomalía negativa más débil que la de los basaltos masivos afíricos del C. Duarte, situado inmediatamente al sur, y parecida a la de los basaltos porfídicos del mismo C. Duarte.

Los basaltos constituyen la base de la Fm. Magua. Se localizan preferentemente en el borde sur de la formación, en contacto mecánico con los metabasaltos del C. Duarte, de los cuales se distinguen dificilmente, debido a la intensa fracturación de esta zona situada al sur inmediato de Zona de Falla de La Española.

Generalmente son basaltos piroxénicos vesiculares, en ocasiones espilitizados con color verde oscuro a pardo-rojizo cuando están alterados, masivos, sin síntomas aparentes de deformación, o en bandas estrechas con orientación manifiesta hasta estructuras milonitizadas.

Los basaltos están formados por piroxeno y plagioclada como minerales principales, con magnetita, ilmenita, opacos y óxidos de Fe y Ti, como accesorios. Las texturas son hipocristalinas a intersectal o microporfídica, con una alteración hidrotermal superpuesta, no ligada a deformación, que puede ser intensa, de tipo espilitización, o moderada, con reemplazamiento de los minerales ferromagnesianos por epidota, sericita, clorita y opacos, también albitización, epidotización y sericitización de las plagioclasas, así como vesículas rellenas por estos minerales y/o cuarzo.

Las muestras con mayor deformación, que coinciden con los corredores locales de cizalla, presentan los minerales ferromagnesianos completamente reemplazados por clorita y anfíbol; el resto de la roca original ha sido transformada en una mesostasia formada por pequeños nematoblastos de tremolita-actinolita, clorita, mica blanca y opacos, asociación mineral

diagnóstica de la facies esquistos verdes de baja T. Las texturas son, en este caso, granolepidoblásticas y nematoblásticas orientadas.

2.3.1.2.2. Formación Magua (18) Brechas volcánicas andesítico-basálticas; Paleoceno-Eoceno Superior (P₁₋₂³)

Una banda principal de 500 a 1000 m de potencia y varios lentejones decamétricos a hectométricos, con dirección SE-NO, de brechas volcánicas andesítico-basálticas se intercalan en los basaltos de la Fm. Magua, formando un relieve en la topografía.

Las brechas son frecuentemente espilitizadas con color verde oscuro a pardo-rojizo cuando están meteorizadas y no presentan anomalías magnéticas. Por lo menos una parte de estas brechas son autobrechas de coladas basálticas.

Los clastos son angulosos, centimétricos a decimétricos, en una matriz poco consolidada, frecuentemente carbonatada y localmente arenosa. Las pequeñas intercalaciones de areniscas, pelitas y pizarras calcáreas son frecuentes, pero no cartografiables. La transición con los basaltos es progresiva con presencia de varios niveles de brechas intercalados entre las coladas basálticas.

La mineralogía es idéntica a la de los basaltos anteriores, pero con la existencia de numerosos fragmentos angulosos con dimensiones de varios milímetros a decímetros. Estos fragmentos o litoclastos son, por lo general, de composición afín al resto de la roca; otros son de basaltos menos cristalinos, más alterados. La matriz está constituida por una pasta micro y criptocristalina opaca. Las texturas son intergranulares, hipocristalinas, algo fluidales.

Existe una alteración parcial en algunos fragmentos de la roca que origina el reemplazamiento de plagioclasas y ferromagnesianos por agregados de epidota, sericita, calcita, pumpellita, clorita y opacos. Esta misma alteración se presenta rellenando huecos y vesículas.

2.3.1.2.3. Formación Magua (19) Lutitas predominantes y conglomerados; Paleoceno-Eoceno Superior (P_{1-2}^{3})

Un lentejón subvertical, de 50 m de ancho y 500 m de longitud, de lutitas predominantes y conglomerados, ha sido cartografiado en la extremidad NE de la Hoja, encajado por fallas verticales con dirección SE-NO, entre gabrodiorita y tonalita del batolito El Bao.

La lutitas meteorizadas son de color beige a marrón y presentan pequeñas intercalaciones de conglomerados poligénico, con elementos rodados, principalmente basálticos, milimétricos a centimétricos, de color pardo a rojizo.

Al límite norte de la Hoja y en la Hoja de Monción, el conglomerado más grueso de color gris presenta cantos de tonalita hornbléndico-biotítica cataclastizada en una matriz arcósica (Foto 15), los cantos presentan una importante deformación dúctil-frágil y fuerte alteración hidrotermal. La misma fractura está parcialmente rellena de granitoides, más o menos deformados, en otros puntos próximos a lo largo de su trazado. En la Hoja de Monción este conglomerado se interpreta como un "*debris flow*" ligado a la actuación de la falla, que se intercala hacia el norte con niveles arenoso-lutíticos con algunos lentejones calcáreos (Cf. F. Contreras, Hoja de Monción, 2004).

Algunos bloques sueltos de calizas grises se observan en el pequeño arroyo cruzado por el camino de acceso a los afloramientos de lutitas (07MJ9236, Lat:19,33396;Long: -71,00655). Estas calizas no se han vistos al afloramiento pero existen, intercaladas con el resto de la serie detrítica, en la Hoja vecina de Monción, donde presentan las siguientes características:

- ambiente de depósito de plataforma somera recifal, más o menos protegida, para las calizas,
- abanico submarino, presumiblemente como turbiditas, para los limos y lutitas.

La edad obtenida en los estudios micropaleontológicos de la Hoja de Monción, estaría comprendida entre el Eoceno y el Oligoceno, posiblemente restringida al Eoceno Medio-Superior, con gran probabilidad, aunque hay que tener en cuenta que no se trata de un depósito sincrónico, sino de diversos niveles y lentejones interdigitados con la serie detrítica de lutitas, arenas y conglomerados, que alcanzan el Oligoceno Inferior (Cf. F. Contreras, Hoja de Monción, 2004).

2.3.1.2.4. Formación Magua (20) Conglomerado rojizo con niveles arenosos y lutíticos; Paleoceno-Eoceno Superior (P₁₋₂³)

Al límite norte de la Hoja de Diferencia, sobre las brechas basálticas, se acuña un tramos de conglomerados desarrollado hacia el NO, en la Hoja de Monción.

Es una roca de color rojiso con la meteorización, con aspecto y composición parecida a los basaltos, pero en los que se observa una estructuración con cantos y matriz; se trata sin duda de un conglomerado con un transporte mínimo. Algunos cantos centimétricos, poco rodados, parecen elementos de las brechas basálticas infrayacentes.

Los tramos arenosos y lutíticos son frecuentes en la Hoja de Monción.



En la literatura geológica este conglomerado se conoce como Conglomerado de Inoa. En las Hojas vecinas (Monción, Janico, San José de Las Matas, Santiago Rodriguez) constituye un paquete bastante potente (alcanzando 2000 m) de conglomerados rojizos, localmente grises, que se localizan entre las fallas de Inoa y Ámina. El conglomerado rojo correspondería a depositos subaéreos mientras que el gris sería marino poco profundo (Palmer, 1979; Dolan et al, 1991). La edad de los conglomerados, más concretamente del Conglomerado de Inoa, datado por foraminíferos en los niveles arenosos del conglomerado grisáceo, es Oligoceno Inferior (Palmer, 1979).

2.3.1.2.5. Intrusivos en la Formación Magua

La Fm. Magua está en contacto tectónico con el borde NO del batolito de El Bao (gabrodioritas y cuarzodiorita) y cortada por diques aplíticos y cuarzo. Estas rocas intrusivas y filonianas están descritas en le capítulo 3.1.3. (Rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Diferencia).

2.4. Mioceno Medio – Cuaternario, lateritización

La Hoja de Diferencia presenta pequeñas zonas con alteraciones rojas de tipo laterítico, preservadas principalmente en las depresiones correspondiendo a las tonalitas foliadas de Manacla y Diferencia.

página 56/192

2.4.1. Generalidades

Según las reconstituciones climáticas y los datos de campo, existió en el Mioceno Medio, el máximo de un clima húmedo, propicio a la formación de laterita en la región Caribeña, correspondiendo con la formación de las bauxitas kársticas de Jamaica, Haití y República Dominicana (Bárdossy & Aleva, 1990; Fig. 5).



Fig. 5 - Reconstitución de las zonas con fuerte pluviometría en el Mioceno Medio de acuerdo con Parrish et al. (1982); repartición de las paleocorrientes y yacimientos de bauxitas (Bárdossy y Aleva, 1990) (la trama vertical representa la zona con fuerte pluviometría)

Estos mismos autores muestran que después de un periodo de enfriamiento, existe un nuevo episodio de laterización en esta zona, en el Plioceno Superior. Por fin, el clima tropical actual es también favorable para la alteración laterítica. Haldemann *et al.*, (1979) proponen un evento laterítico continuo que prevalece desde el Mioceno hasta el Pleistoceno para la formación de los yacimientos lateríticos de Ni en la República Dominicana.

Falconbridge estima la duración del proceso a unos 20 millones de años, empezando al Mioceno Inferior después de un ciclo tectónico mayor; (<u>www.falconbridge.com/our_business/</u><u>geology_description/falcondo_description.doc</u>).

Es difícil datar con precisión un fenómeno de laterización, las dataciones radiogénicas son inoperantes por el momento. El método más fiable es la datación geomorfológica, en particular, la estimación de la edad de formación de las llanuras propicias a la laterización (ver también capítulo geomorfológico). Por otro lado un límite de edad superior es la edad de las rocas afectadas por la laterización. En el marco de este estudio, las rocas afectadas por una argilitización intensa asimilada en el proceso de laterización , corresponden a las rocas del batolito de Loma Cabrera (Cretácico Superior), de la Fm Tireo (Cretácico Superior), del complejo Duarte (Jurásico-Cretácico Inferior) y de la FmTrois Rivières (Cretácico Superior).

Las rocas más reciente de las formaciones Bulla (Mioceno), Cercado (Mioceno), Gurabo (Plioceno), o del Grupo Tavera (Paleoceno-Eoceno) no parecen afectadas por este fenómeno de laterización. Su posición en ambiente marino lo explica fácilmente. Por lo tanto no hay incompatibilidad con uno o varios eventos lateríticos del Mioceno Medio al Cuaternario.

2.4.2. Alteración laterítica – arcillas rojas a rojizas de la Hoja de Diferencia

Las alteraciones arcillosas rojizas se localizan principalmente sobre el eje SE-NO correspondiendo a las tonalitas foliadas de Manacla y Diferencia. Las altitudes varían desde 700 m, en el valle del río Ámina, hasta 1350 m en la zona de Antonsape-Sierresita, al SE de la Hoja.

Pequeñas superficies aisladas se encuentran en el sector de Los Bañaderos (1000 m), al oeste del arroyo de La Manacla, en la Fm. Tireo y al NO de la Hoja, en la Loma Bajita (900 m) en el borde sur del batolito de Loma Cabrera.

Se trata de una capa, de potencia métrica a plurimétrica, de rocas muy argilitizadas rojizas, con facies de aloteritas y isalteritas. La aloteritas están constituidas por arcillas homogéneas, de color rojo intenso, blandas con presencia de *"stone line"* residuales de cuarzo. Las isalteritas infrayacentes se presentan como una argilitización de color rojizo naranjo con manchas blanquecina de la roca madre en la cual se pueden observar restos de la estructura original.

El fenómeno de alteración se limita a la argilitización, sin llegar a la formación de coraza laterítica. De hecho, no se han observado niveles de coraza pisolítica ferruginosa, ni restos de esta coraza y tampoco pisolitos provenientes de supuestas corazas lateríticas en los depósitos sedimentarios o aluviales del Cuaternario.

Esta argilitización es parecida a la que se observa actualmente en clima caliente húmedo; mientras que las corazas ferruginosas se desarrollan en clima caliente con alternancias de temporadas secas y húmedas.

2.5. <u>Cuaternario</u>

Los depósitos cuaternarios corresponden a las siguientes facies:

- Coluviones; arcillas con cantos y bloques
- Terrazas bajas y fondos de valle

2.5.1. (21)Terrazas bajas y fondos de valle: Gravas, arenas y arcillas; Cuaternario (Q)

En esta zona montañosa, los depósitos aluviales, en relación con los ríos y arroyos principales no son muy abundantes.

Los más importantes están ligados a la cuenca del río Ámina y sus principales afluentes, arroyo Manacla, arroyo Dajao, arroyo Palos, arroyo Higua, en la mitad oriental de la Hoja, el río Magua y sus afluentes, los ríos Cedro y Gallo, en la parte central de la Hoja, y Cenoví, en la occidental.

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

En todos estos ríos, a lo largo de su recorrido dentro de la Hoja, existen depósitos colgados de terrazas en una o ambas márgenes y erosionados en el cauce, que indican un encajonamiento reciente e importante de toda la red fluvial. Son depósitos de gravas, arenas y arcillas, que sobresalen, desde varios metros hasta 30 m, por encima del cauce actual.

Las principales terrazas bajas están localizadas en el valle del río Ámina, entre Diferencia (confluencia del arroyo Dajao) y la Guarana cerca de Manacla, y en el valle del río Gallo, al oeste de Los Ramones.

2.5.2. (22) Coluviones: arcillas con cantos y bloques; Cuaternario (Q)

Los coluviones de piedemonte se encuentran en los relieves de la mitad sur de la Hoja, cubiertos por lo terrenos vulcanosedimentarios de la Fm. Tireo.

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

En el mapa topográfico, las curvas de niveles subrayan estos depósitos con formas triangulares. Esta característica ha sido aprovechada para la cartografía de estos depósitos en la zonas montañosas inaccesibles.

3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y DATACIONES

3.1. Petrología y dataciones de las rocas intrusivas y filonianas

3.1.1. Introducción

La Cordillera Central de la República Dominicana presenta numerosos cuerpos intrusivos cuyo tamaño varía desde stocks o plutones aislados hasta batolitos que cubren 1500 km² y más (ej. batolito de Loma Cabrera - Mont Organisé (Fig. 6). Los granitoides afloran en sucesión, principalmente según una banda discontínua NO-SE, desde el macizo de Limbé al NO (Haití) hasta el macizo de Medina al SE (Rep. Dominicana). Existe otro alineamiento más limitado en dirección E-O, constituido de Oeste a Este, por los macizos de Hatillo, Cévicos y El Valle (Fig. 6).

En el seno de la Cordillera Central, los autores distinguieron intrusivos foliados en relación con otros más abundantes no foliados. La inmensa mayoría de ellos, foliados o no, son relativamente pobres en potasio. Los granitoides foliados son clásicamente descritos como intrusivos en el C. Duarte donde forman cuerpos alargados concordantes con las foliaciones regionales (Bowin, 1966; Kesler *et al.*, 1991). Hay raras excepciones que muestran, sin embargo, intrusivos foliados, en la Fm. Tireo (tonalita foliada de La Loma del Tambor). Los intrusivos no foliados cortan las formaciones volcánicas y vulcanosedimentarias tanto del C. Duarte como de la Fm. Tireo.

Por otro lado, los cuerpos de tamaño batolítico (batolito de Loma Cabrera y El Río; Fig. 6) son descritos como complejos intrusivos heterogéneos formados por litologías variadas, desde gabros hasta tonalitas (Feigenson, 1978; Lewis, 1980; Kesler *et al.*, 1991), mientras que los cuerpos de tamaño pequeño (e.g. El Bao, Medina, etc.) parecen representar intrusiones de composición homogénea, generalmente tonalíticas.

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 en trazas y los datos isotópicos no lo es. Solo el batolito de Loma Cabrera, que fue objeto de dos tesis (Feigenson, 1978 ;Cribb, 1986), se estudió con más detalle. Aunque casi todos los macizos han sido datados, parece necesario, antes de describir las facies encontradas en cada Hoja, rehacer una síntesis crítica y actualizada de las edades de los intrusivos, dado que los métodos son heterogéneos y a veces inapropiados (con el conocimiento actual) al objeto datado.

3.1.2. Síntesis de las dataciones radiogénicas existentes

Las rocas intrusivas de la Cordillera Central de la República Dominicana dieron lugar a un cierto número de dataciones radiogénicas durante los últimos 30 años (Bellon *et al.*, 1985; Bowin, 1975; Cribb *et al.*, 1989; Feigenson, 1978; Hernaiz Huerta, 2000; JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ), 1984; Kesler *et al.*, 1977b; Kesler *et al.*, 1991; Mesnier, 1980).

Kesler *et al.*, (1991) han dedicado una publicación de síntesis con este propósito. A partir de estos trabajos y datos complementarios, particularmente los adquiridos durante el "Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana" (1997-2000), se discuten estos resultados para integrarlos al conocimiento de las rocas intrusivas batolíticas de la Cordillera Central. No se limitará aquí a los granitoides, sino al conjunto de las rocas intrusivas datadas en la Cordillera Central, para tener una visión comprensiva de la edad de las diferentes facies intrusivas.

Excepto los resultados obtenidos durante del primer "Proyecto C de Cartografía Geotemática de le República Dominicana" (1997-2000), uno de los mayores problemas encontrados para hacer el análisis de los datos bibliográficos, es que muy a menudo tenemos 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 isocrono Rb-Sr lo que, *a príori* (faltan los datos originales) no es fácil, ni deseable para las rocas de edad fanerozoica, dado que la gama de las relaciones Rb/Sr no está suficientemente distribuida, debido a un fraccionamiento geoquímico poco importante.

Otras dataciones provienen de medida K-Ar sobre roca total, mucho menos deseable que su equivalente con separación mineral. En efecto, la retención de Ar varía en función de las fases minerales y es difícil de constreñir la temperatura de cierre del sistema. Por otra parte, incluso con la medida con fase mineral separada no se excluye estar en presencia de:

- una pérdida de Ar, ligada al enfriamiento del sistema o a un nuevo evento térmico que afecta a las rocas datadas y genera una edad infravalorada, o,
- una ganancia de Ar, especialmente por las circulaciones de fluidos debidas a un evento metamórfico o hidrotermal, que genera una edad sobrestimada.

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 incremental. El método por fusión directa plantea los mismos problemas de interpretación que el método K-Ar. En el anterior proyecto Sysmin, se dataron dos muestras por U-Pb sobre circón (vía disuelta). La ventaja, en relación con los precedentes métodos, radica en la gran resistencia del circón a los eventos metamórficos.

Considerando estas restricciones, se trata de interpretar las edades obtenidas por grupo litológico, por repartición espacial y por método analítico utilizado. La Fig. 6y la Tabla 2 presentan un resumen de los datos radiogénicos. En la Fig. 6, el conjunto de los resultados está reagrupado por tipos litológicos señalados con etiquetas de diferentes colores indicando el método analítico utilizado.

3.1.2.1. Los Intrusivos Máficos (Gabro, Anfibolita, Hornblendita)

Se analizaron tres tipos litológicos de composición máfica: gabros, anfibolitas y hornblenditas. Las muestras datadas provienen del NE del batolito de Loma Cabrera, del macizo de Arroyo Caña y del macizo de Yautía, es decir que todas provienen de la parte Norte de la zona intrusiva y de los intrusivos tonalíticos descritos más abajo. Varios autores consideran que los intrusivos máficos son cogenéticos de los intrusivos tonalíticos (Cribb, 1986; Kesler *et al.*, 1977a). De hecho, la demostración no es clara. Como se verá en los párrafos siguientes, las relaciones de terreno no permiten llegar a conclusiones definitivas y carecemos de datos geoquímicos para decidir.

A nivel del batolito de Loma Cabrera, las muestras provienen de las proximidades de El Pino (com. Oral J. Lewis). La hornblendita y la diorita de grano grueso son intrusivas en las anfibolitas del C. Duarte e intruidas por la tonalita y un conjunto de diques aplíticos, a veces con 2 micas (cf. Hoja de Santiago Rodríguez). No se nota metamorfismo de contacto entre diorita-hornblendita y las anfibolitas del C. Duarte. Por el contrario, existe un metamorfismo de contacto importante entre tonalita y anfibolita.

Dos resultados K-Ar sobre Hornblenda dan edades de 122,1 \pm 1,8 Ma y 122,6 \pm 1,8 Ma, mientras que dos medidas Ar-Ar dan edades de 97 Ma y 123 Ma.

El conjunto de edades es Cretácico Inferior con predominio del límite Valanginiano-Hauteriviano.

Hoja Diferencia (5973-I) Memoria

Memoria								
Nombre Mazico	Long (WGS84)	Lat (WGS84)	Número	Método	Tipo muestra	edad (Ma)	Error (Ma)	Bibliografía
Anfibolita								
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	RD-72-39	K-Ar	Hbl	123,1	1,8	Kesler et al., 1977
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	RD-72-39	K-Ar	Plag	122,6	1,8	Kesler et al., 1977
N Jarabacoa	-70,6091	19,1350	RD-72-49	K-Ar	Hbi	55	3,4	Kesler et al., 1977
Gabro								
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 16	Ar-Ar	Hbl	123	?	Cribb et al., 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	84-85	Ar-Ar	Hbl	97	?	Cribb et al., 1989
Arroyo Caña	-70,3886	18,7289	AC-8005	Ar-Ar	Hbl	87	0,5	Sysmin
Hornblendita								
Piedra Blanca	-70,3453	18,8376	Tab.2, 01	K-Ar	Hbl	127	5	Bowin, 1975
Bonao	-70,3369	18,8440	91-309	Ar-Ar	Hbl	87	0,5	Sysmin
Tonalita								
Arrovo Caña	-70,3716	18,7362	AC-8001	Ar-Ar	Hbl	88,3	0,3	Sysmin
Arroyo Caña	-70,3716	18,7362	AC-8001	U/Pb	Circón	87,6	0,3	Sysmin
Colonia Ramfis	-70,2648	18,5336	Tab.2, 05	K-Ar	WR	56,5	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
El Bao	-70,9601	19,2580	Tab.1, 45	K-Ar	Biot	33	2	Kesler et al., 1991
El Bao	-70,9601	19,2602	Tab.1, 46	K-Ar	Biot	49	2	Kesler et al., 1991
El Bao	-70,9601	19,2602	Tab.1, 46	K-Ar	Hbl	70,5	0,8	Kesler et al., 1991
El Bao	-70,9601	19,2580	Tab.1, 45	K-Ar	Hbl	68,4	0,9	Kesler et al., 1991
El Bao	-70,9512	19,3049	Tab.2, 06	K-Ar	WR	55	?	JICA, 1985
El Bao	-70,9534	19,3072	Tab.2, 07	K-Ar	WR	41	?	JICA, 1985
El Río	-70,7097	19,0098	Tab.2, 09	K-Ar	Hbl	86	?	Bowin, 1975
El Río	-70,7097	19,0076	Tab.2, 08	K-Ar	WR	98	?	JICA, 1985
El Río	-70,7097	19,0098	Tab.2, 10	K-Ar	WR	70	?	Mesnier, 1985
El Valle	-69,4308	18,9897	Tab.2, 11	K-Ar	WR	92	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
El Valle	-69,4308	18,9897	Tab.2, 12	K-Ar	WR	87	?	Bellon et al., 1985
Hatillo	-70,1407	19,0030	95-101	U/Pb	Circón	115	0,3	Sysmin
Jautía	-70,4280	18,7281	Tab.1, 17	K-Ar	Biot	81	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
Limbé batolito	-72,4895	19,7275	Tab.2, 13	K-Ar	WR	103	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	85-58B	Ar-Ar	Biot	49,2	0,2	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	84-73	Ar-Ar	Biot	75,3	0,4	Cribb et al., 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	SAB-31	Ar-Ar	Biot	50,6	0,4	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	85-58B	Ar-Ar	Hbl	85	0,6	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	84-73	Ar-Ar	Hbl	86,5	0,6	Cribb et al., 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	SAB-31	Ar-Ar	Hbl	84,5	0,7	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,4722	19,4123	RD-72-30	K-Ar	Hbl	68,7	0,9	Kesler et al., 1991
Loma de Cabrera	-71,6018	19,3362	RD-72-34	K-Ar	Hbl	49,4	0,6	Kesler et al., 1991
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 21	Rb-Sr	Biot-I	50	?	Feigenson, 1978
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 20	Rb-Sr	Biot-I	88	?	Feigenson, 1978
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 19	Rb-Sr	WR-I	92	?	Feigenson, 1978
Medina	-70,1284	18,5470	Tab.1, 10	K-Ar	Biot	81	2	Kesler et al., 1991
Medina	-70,2067	18,6118	Tab.1, 02	K-Ar	Biot	80	2	Kesler et al., 1991
Medina	-70,2067	18,6118	Tab.1, 02	K-Ar	Hbl	82	2	Kesler et al., 1991
Mont Organisé	-72,1451	19,5598	Tab.2, 23	K-Ar	WR	62,5	?	Bellon et al., 1985
Pico Duarte	-70,9132	19,0746	Tab.2, 24	K-Ar	WR	63	?	JICA, 1985
Tonalita foliada								
	-70,3609	18,7370	Tab.1, 18	K-Ar	Hbl	63	0,5	Kesler et al., 1991
	-70,3587	18,7348	Tab.1, 14	K-Ar	Biot	56	2	Kesler et al., 1991
West El Puerto	-70,2693	18,7214	Tab.2, 04	K-Ar	Musc	68	?	Bowin, 1975
Pino Herrado	-70,2670	18,7214	Tab.2, 03	K-Ar	WR	92,2	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
Arroyo Caña	-70,2642	18,7600	91-308	U/Pb	Circón	89,8	0,4	Sysmin
Arroyo Caña	-70,2614	18,7149	AC-8003	Ar-Ar	Musc	84,6	0,5	Sysmin
Aplita con dos								
micas				-				
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	76-LT	Ar-Ar	Musc	50,4	0,4	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	76-LT	Ar-Ar	Biot	48,3	0,3	Cribb et al., 1989

Tabla 2 – Síntesis de las dataciones absolutas de las rocas intrusivas de la Cordillera Central. (Las coordenadas son aproximadas. "Número original" es el número de la muestra analizada o el número citado en las tablas 1 y 2 de Kesler et al. 1991. Cuándo el error no esta citado en las publicaciones se puso "?")

República Dominicana Cartografía geotemática Hoja Diferencia (5973-I) Memoria página 63/192



Fig. 6- Distribución de las rocas intrusivas y dataciones absolutas anteriores al Proyecto K, en la isla de la Española.

República Dominicana Cartografía geotemática Consorcio IGM-BRGM-INYPSA Julio 2002/Octubre 2004 Un pequeño macizo, presentando anfibolitas, entre otras facies, dió una edad K-Ar sobre Hornblenda de 55 Ma. Faltan informaciones de la muestra y de su entorno.

Un pequeño cuerpo intrusivo de la Hoja de Arroyo Caña (Macizo de la Yautía) de composición gabro-norítica fue datado durante el Proyecto C de Cartografía (Hernaiz Huerta, 2000). Se trata también de un cuerpo intruyendo las anfibolitas del C. Duarte. La edad Ar-Ar obtenida sobre hornblenda es de 121,4 \pm 4.6 Ma y se interpretó como la edad de retención de ⁴⁰Ar.

Justo al Sur del macizo de la Yautía, el pequeño cuerpo intrusivo de Piedra Blanca (Hoja de Arroyo Caña) está constituido por hornblendita y tonalita foliada. Las relaciones entre las dos facies no están muy claras. Hernaiz (2000) describe la hornblendita cortando la tonalita foliada mientras que Bowin (1966) cita unos diques ácidos cortando la hornblendita. La edad obtenida por Martín & Gómez (2000) por Ar-Ar sobre hornblenda es de 87 \pm 9,5 Ma, mientras que la edad obtenida anteriormente por Bowin (1975) por K-Ar sobre Hornblenda es de 123 Ma.

Al final, excepto para la edad no informada de 55 Ma, la mayoría de estos cuerpos máficos está en relación estrecha con el C. Duarte (cuerpos intrusivos en las metalavas básicas de la Fm Duarte) y da una edad Cretácico Inferior con una ventana estadística más marcada de 121-127 Ma (Valanginiano-Hauteriviano). Esta edad puede corresponder a un evento metamórfico afectando el sustrato de la Española (Kesler *et al.*, 1977b) pero no se excluye que sea representativo del C. Duarte.

3.1.2.2. Intrusivos tonalíticos

A partir de la literatura, se distinguen tonalitas foliadas y no foliadas. Es importante discutir para cada Hoja y para cada intrusivo si se trata de un mismo cuerpo, localmente deformado, o de 2 generaciones de intrusiones distintas.

En este párrafo, la discusión se limitará al análisis de las edades obtenidas.

3.1.2.2.1. Intrusivos tonalíticos foliados

Todas las edades obtenidas para los intrusivos tonalíticos foliados provienen de 2 pequeños cuerpos de las cercanías de Bonao, en la Hoja de Arroyo Caña (Fig. 6).

Como lo destacó Hernaiz Huerta (2000), las edades obtenidas en estas litologías están sujetas a discusión. Las edades antiguas, 127 Ma y 92 Ma, fueron obtenidas por Bowin

página 65/192

(1966) por K-Ar sobre hornblenda y roca total en las facies de anfibolita y hornblendita respectivamente (ver párrafo anterior).

Las edades obtenidas directamente de las tonalitas foliadas son más jóvenes; Kesler *et al.* (1991) obtienen edades entre 56 \pm 2 Ma y 68 Ma por K-Ar sobre minerales separados (Tabla 2). Las dataciones realizadas durante el anterior Proyecto C de Cartografía (1997-2000) dan, en cambio, una edad de 89,8 \pm 0,4 Ma por U/Pb sobre circón y una edad de 84,6 \pm 0,5 por Ar-Ar sobre muscovita (Hernaiz Huerta, 2000). Kesler *et al.* (1991) emiten la hipótesis de que las edades más modernas corresponden a un evento térmico post-intrusión y que las tonalitas foliadas preceden ligeramente las no foliadas cuya intrusión esta estimada por sus autores en 80-87 Ma. Hernaiz Huerta (2000) afirma que las relaciones de terreno excluyen tal edad y estima una edad probable Cretácico Inferior para la intrusión de las tonalitas foliadas.

No se concluirá acerca de la edad de estas tonalitas de forma global, pero se insiste más en la importancia de las relaciones de terreno; para cada intrusivo calificado de foliado es importante saber si existe un gradiente de deformación entre el cuerpo no deformado y una parte deformada y si este intrusivo esta cortado por cuerpos del Cretácico Inferior.

3.1.2.2.2. Tonalitas no deformadas

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 proviene de estas tonalitas no deformadas.

Ocho edades K-Ar sobre roca total provienen de los macizos dispersos a lo largo de la Cordillera Central (Tabla 2, Fig. 6). Los resultados obtenidos varían de 41 a 103 Ma sin organización espacial alguna. Recordar también las tres edades obtenidas por Rb-Sr (Feigenson, 1978) comprendidas entre 50 y 92 Ma; considerando las restricciones emitidas acerca de estos métodos, parece difícil utilizar estos valores.

Batolito de Loma Cabrera

Cribb *et al.* (1989) obtuvieron edades Ar-Ar sobre biotita y hornblenda en las tonalitas; las edades sobre biotita presentan valores comprendidos entre $49,2 \pm 0,2 \text{ y } 75,3 \pm 0,4 \text{ Ma}$, mientras que aquellos sobre hornblenda son notablemente más ancianos y más homogéneos, comprendidos entre $84,5 \pm 1,7 \text{ y } 86,5 \pm 0,6 \text{ Ma}$. La temperatura de cierre del sistema siendo más elevada para la hornblenda que para la biotita, estas edades sugieren la presencia de dos eventos térmicos: la intrusión de las tonalitas cerca de

85 Ma (Santoniano) y un segundo evento que abrió el sistema de las biotitas a una edad máxima de 49 Ma.

Macizo de El Bao

Kesler *et al.* (1991) obtuvieron edades K-Ar sobre biotita y hornblenda en el macizo de El Bao. Una vez más, las dos edades sobre biotita $(33 \pm 2 \text{ y } 49 \pm 2 \text{ Ma})$ son más jóvenes que las obtenidas sobre hornblenda (68,4 ± 0,9 y 70,5 ± 0,8 Ma) lo que sugiere de nuevo la presencia de 2 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

Los 2 pequeños cuerpos están agrupados bajo el nombre de La Jautía. Tres edades obtenidas por técnicas diferentes son muy parecidas: 81 ± 2 Ma obtenida por K-Ar sobre Biotita (Kesler *et al.*, 1991), 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.* (1991) obtuvieron 2 edades K-Ar sobre biotita respectivamente a $81,3 \pm 2$ Ma y 80 ± 2 en el macizo de Medina.

Al final, en lo que se refiere a las tonalitas de la Cordillera Central, se distingue:

- un primer grupo de edades comprendidas entre 80 y 88 Ma; encontradas sistemáticamente a lo largo de la Cordillera; estas edades marcan probablemente las intrusiones tonalíticas.

- un segundo grupo de edades, comprendidas entre 49 à 75 Ma, menos representadas y, sobre todo, procedentes de dataciones K-Ar sobre biotita y en una menor medida sobre hornblenda; estas edades corresponden, probablemente, a la apertura del sistema de la biotita (pérdida de ⁴⁰Ar) después de un nuevo evento térmico cuya edad máxima sería de 49 Ma.

3.1.2.3. Aplitas con dos micas

La parte norte del macizo de Loma Cabrera está atravesado por un conjunto de diques leucócratos, descritos como leucotonalitas por Cribb *et al.* (1989). Estos diques corresponden a menudo a aplitas con dos micas, cortando también la tonalita, las gabrodioritas y las anfibolitas del C. Duarte. La composición hiperaluminosa, marcada por la muscovita, hace pensar que las aplitas no son cogenéticas de las tonalitas (de composición meta-aluminosa). Dos edades obtenidas por Ar-Ar sobre biotita y muscovita, a partir de la misma muestra, dan valores cercanas y coherentes de 48,3 \pm 0,3 Ma y 50,4 \pm 0,4 Ma (Cribb *et al.*, 1989).

3.1.2.4. Síntesis

Como conclusión, resalta del análisis de las dataciones procedentes de los intrusivos de la Cordillera Central que se pueden individualizar tres eventos térmicos distintos que dan lugar a los siguientes productos:

- Los intrusivos máficos, de edad Valanginiano Hauteriviano (Cretácico Inferior), más bien localizados en la parte norte del eje intrusivo y en relación estrecha con el C. Duarte (cuerpos intrusivos en las metalavas básicas del C. Duarte). Si Kesler *et al.* (1977b) consideran que no se deben poner en relación con el C. Duarte, no hay evidencia para excluirlo, por lo menos por la edad del metarmorfismo del C. Duarte y por la edad del C. Duarte; serán necesarios datos geoquímicos suplementarios para decidir.
- Las tonalitas no foliadas, de edades comprendidas entre 80 y 88 Ma, (de acuerdo con Kesler *et al.*, 1991), intrusivas a lo largo de la Cordillera Central, sin diacronismo observable. Las dataciones de las tonalitas foliadas muestran una variación de edades de 56 Ma hasta 89 Ma. Estas edades son compatibles con las edades de las intrusiones de tonalitas no deformadas. Los argumentos de terreno y de geoquímica parecen necesarios, caso por caso, para precisar si estas tonalitas son singenéticas de sus equivalentes no deformadas. Las edades más jóvenes, entre 49 y 75 Ma, obtenidas con las tonalitas no deformadas, podrían estar ligadas a una reapertura del sistema, durante una tercera fase intrusiva.
- Este tercer evento magmático podría corresponder a la intrusión de una fase peraluminosa (diques de aplitas con 2 micas), con edades comprendidas entre 48 y 50 Ma) concordantes con las edades rejuvenecido de las tonalitas.

El conjunto de esta interpretación debe confrontarse con los datos de campo (ver capítulo 3.1.3.) y con las dataciones realizadas durante este proyecto (capítulo 3.4.).

3.1.3. Las rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Diferencia

En la Hoja de Diferencia se realiza la unión entre los batolitos de Loma Cabrera al NO y de El Bao al oeste, con a una banda de tonalitas foliadas que atravesa, según una diagonal SE-NO, la totalidad de la Hoja, a nivel de los pueblos de Diferencia y Manacla.

Los intrusivos relacionados con el borde sur del batolito de Loma Cabrera ocupan la esquina NO de la Hoja.

Las gabro-dioritas y cuarzodioritas del borde NO del batolito de El Bao afloran en la extremidad NE de la Hoja.

En la parte central de la Hoja, pequeños cuerpos aislados gabrodioríticos y tonalíticos intruyen la Fm. Tireo.

Las tonalitas foliadas de La Loma del Tambor, ligadas a las fallas SE-NO de Bonao-La Guacara y Macutico Burende, ocupan la extremidad SO de la Hoja.

Se han distinguido en la Hoja de Diferencia:

Las rocas ultrabásicas:

- Peridotitas serpentinizadas,
- Cumulados piroxénico-olivínicos (C. Duarte),

El Batolito de Loma Cabrera:

- Gabro-Dioritas,
- Gabro grano grueso,
- Tonalitas,
- Tonalitas foliadas,
- Pegmatitas tonalíticas,
- Diques máficos,
- Diques de Leucogranitos y/o aplitas,
- Diques de cuarzo,

El Batolito de El Bao:

- Gabro-Dioritas
- Cuarzodioritas
- Diques aplíticos

3.1.3.1. Las rocas ultrabásicas

3.1.3.1.1. (1) Peridotitas serpentinizadas

Un sólo afloramiento de peridotitas serpentinizadas ha sido cartografiado en la loma de la Higuera al NO de la Hoja. Se trata de un lentejón de rocas ultrabásicas, de potencia decamétrica a pluridecamétrica, alargado de 500 m en una falla de dirección SE-NO que corta los basaltos del C. Duarte.

Los bloques menos cizallados, de color negro con patina beige, debido a la meteorización, presentan un aspecto de cumulados y son muy magnéticos. Están moldeados por una trama de serpentina, de color gris verde-azul.

Estas rocas ultrabásicas serpentinizadas podrían representar una facies cizallada de los cumulados del C. Duarte aflorando más al oeste, al Naranjito.

3.1.3.1.2. (2) Cumulados piroxénico-olivínicos

El único afloramiento cartografiado, de 1 km de longitud en direccioón SE-NO y 0,5 km de anchura, está ubicado al NE de la Hoja, al Naranjito (carretera El Rubio-Manacla) en medio de los basaltos porfídicos del C. Duarte (07JE9031B-C; Lat: 281936;Long: 2137927; UTM-WGS84). Estos cumulados parecen ligados al C. Duarte y diferentes de los cumulados asociados a los gabros del batolito de Loma Cabrera.

Se trata de una roca volcánica/subvolcánica, posiblemente un depósito lávico o pequeña intrusión somera, de composición picrítica/ankaramítica rica en Mg/picrítica (ver geoquímica), sin esquistosidad. Aunque está afectada por una intensa alteración tardi- o post-magmática, la roca ha preservado parte de la mineralogía y texturas ígneas originales. Es muy rica en fenocristales de idio a alotriomorfos milimétricos (incluso hasta 1 cm) de clino y ortopiroxeno, olivino y plagioclasa, que se destacan sobre una mesostasia que en sectores se preserva como intersectal a subofítica. Los ortopiroxenos están casi completamente reemplazados y recristalizados a un anfibol que parece todo metamórfico y de composición actinolita/tremolita a hornblenda. Donde se preserva es incoloro y tiene zonado oscilatorio. El olivino está casi completamente reemplazado a serpentinita, clorita y opacos, pero los pseudomorfos preservan su idiomorfismo. La abundancia de ortopiroxenos y olivino sugiere que la roca es un cumulado magmático. La plagioclasa aparece en la matriz y probablemente no como fenocristal. No obstante, forma grandes prismas, alargados y cruzados, intersectales. La alteración y/o metamorfismo dió lugar a reemplazamientos por agregados de minerales sin orientación

preferente, compuestos por: tremolita-actinolita, esfena, clorita muy fina, mica blanca, epidota y opacos. La asociación mineral es propia de la facies de los esquistos verdes.

3.1.3.2. El Batolito de Loma Cabrera

3.1.3.2.1. (3) Gabro-dioritas

Las gabro-dioritas del borde meridional-oriental del batolito de Loma Cabrera afloran en la esquina NO de la Hoja de Diferencia y se desarrollan hacia el NO en las Hojas vecinas de Monción y Jicomé. Pequeños cuerpos aislados intruyen la Fm. Tireo en la mitad sur de la Hoja de Diferencia.

En el mapa aeromagnético reducido al polo las gabrodioritas se marcan por una anomalía positiva fuerte (Fig. 4). Esta imagen sugiere que la terminación sur del batolito de Loma Cabrera se prolonga bajo la cobertera vulcanosedimentaria de la Fm. Tireo, hasta una falla SO-NE correspondiendo al arroyo La Manacla. Las 3 anomalías fuertes del Pico de Gallo (1800 m), Alto del Gallo Grande (1850 m) y Cerro Lanudo (1920 m), sobresaliendo de la zona positiva han sido cartografiadas en gabro-dioritas por similitud con las anomalías de los afloramientos de gabro-dioritas observados.

Los pequeños macizos aislados, del SO de la Hoja, constituyen dos ejes de anomalías positivas SE-NO, correspondiendo a las lomas Ojadra (2195 m)-Los Cedros (2054 m) y Los Platicos (2520 m)-Las Flores (2300 m). En este caso la correspondencia entre las anomalías aeromagnéticas positivas y las gabro-dioritas ha podido ser controlado en el corte de la antigua "carretera Trujillo" y del camino Mata Grande-Loma del Oro-Rancho en Medio.

Desde un punto de vista composicional y textural, la unidad de gabro-dioritas resulta ser bastante heterogénea, incluyendo desde rocas gabroícas muy variadas a cuarzodioríticas. La cartografía precisa de estas rocas resulta muy difícil, debido tanto a la variabilidad litológica a escala de afloramiento, como a la intensa alteración y densa cobertera vegetal.

Los tipos petrográficos incluidos en la unidad de gabro-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 en el campo rocas transicionales entre

las rocas ultramáficas ricas en clinopiroxeno (esta asociación no se ha encontrado en la Hoja de Diferencia) 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 formando bolsadas y enclaves de hornblenditas.



Las texturas que aparecen en estas rocas son variadas y generadas tanto en estadio magmático como deformativas subsólidus. Los gabros o han desarrollado un bandeado composicional ígneo, o aparecen masivos. El bandeado 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 asociado de una foliación \pm lineación magmática.

En la unidad de gabro-dioritas son comunes las zonas con desarrollo de una fuerte foliación deformativa, resultado de una 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 Guazumita-Charamicos (NO de la Hoja de Diferencia), o en el borde meridional de Loma Chacuey (Hoja de Loma de Cabrera), el contacto entre el complejo gabróico-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 norte como hacia el sur. En estas bandas de cizalla, donde las rocas gabróicas se transforman 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 cizalladas hasta paralelizarse con la foliación y transformadas en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino. En la terminación SE del batolito de Loma Cabrera, situado entre las Hojas de Monción y Diferencia, buena parte de los gabros presentan en este sector una foliación magmática subvertical, definida por una alternancia de niveles más o menos ricos en plagioclasa, que pasa lateralmente a ser deformativa en estado sólido y caracterizada por la formación de fábricas plano-lineares protomiloníticas y miloníticas.

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.

Petrográficamente, las rocas de la unidad gabro-diorítica son de tamaño de grano medio a grueso. Generalmente, las rocas gabróicas 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 interstical, implicando una deformación en estado magmático que continúa en el estadio subsólidus 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 la plagioclasa y la hornblenda han recristalizado dinámicamente en agregados elongados paralelamente a la foliación subsólidus. Aquí, las tonalitas aparecen foliadas paralelamente e indican una deformación tanto en el estado magmático como en el estado sólido.



 Foto 19: diorita de grano grueso (07PU9063; Lat: 19,30762;
 Foto 20: Grabro de grano grueso (07PU9072; Lat: 19,32593

 Long: -71,1705)
 Long: -71,17776)
En los gabros y dioritas, 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 con la augita, hasta la formación de grandes poiquiloblastos alotriomorfos de hornblenda que incluyen pequeños restos de clinopiroxeno. En las rocas dioríticas, la presencia en la hornblenda de núcleos incoloros o verdes débilmente pleocróicos, con pequeñas inclusiones redondeadas de cuarzo e ilmenita, indican la anterior presencia de augita. Los contactos entre plagioclasa y hornblenda suelen ser inestables, irregulares y corroidos, sugiriendo que el reemplazamiento de la augita por hornblenda verde tuvo lugar durante la alteración magmática tardía. En las rocas gabróicas, los óxidos de Fe-Ti son intersticiales y de contornos ameboides, resultando localmente muy abundantes (5-10% modal); en las rocas dioríticas, los óxidos de Fe-Ti suelen ser accesorios y espacialmente asociados a la hornblenda. En algunas rocas dioríticas, además de hornblenda tardi-magmática se ha observado biotita accesoria. El tránsito modal entre las dioritas y las tonalitas con hornblenda no es claro, observándose frecuentemente relaciones de intrusividad de las segundas en las primeras.

3.1.3.2.2. (3a) Gabros de grano grueso

Cartograficamente se ha individualizado una unidad de Gabro de grano grueso, en la extremidad sur-oriental del batolito de Loma Cabrera, correspondiendo a la Loma de Guazumita (908 m). Cubren una superficie de cerca de 7 km2 que se acuña hacia el sur, bordeados al SO y NO por tonalitas foliadas.

Estos gabros sólo se distinguen de las gabro-dioritas por el grosor del grano y una cierta homogeneidad al nivel de los afloramientos. (Ver la descripción petrográfica de las gabrodioritas).

3.1.3.2.3. (4) Tonalitas

Las tonalitas intruyen las gabrodioritas de la terminación SE del batolito de Loma Cabrera en la esquina NO de la Hoja de Diferencia. Corresponden a una anomalía aeromagnética positiva de intensidad más debil que la de las gabrodioritas (Fig. 4). Debido al fuerte relieve, no se puede utilizar la imagen demasiado discontínua de la espectrometría (K-Th-U). Como señalado para los gabro-dioritas, este conjunto del batolito de Loma Cabrera se prolonga probablamente hacia el SE por debajo de la Fm. Tireo, como lo sugiere la imagen del magnetismo reducido al polo (Fig. 4).

Los afloramientos de tonalitas están en general afectados por una fuerte meteorización con saprolitización.

Las tonalitas son relativamente leucocrátas, en general de color gris. La mineralogía observable es muy homogénea: cuarzo, plagioclasa, anfíbol y localmente biotita. Al contrario, las texturas y las proporciones relativas de los minerales varían.

En general, se observa una textura magmática heterogranuda, de grano medio, localmente isogranular o porfídica con fenocristales centimétricos de plagioclasa y/o cuarzo globular centimétrico.

Las variaciones de las proporciones minerales subrayan los cambios entre facies leucocratas y más mesocratas (dioritas cuarzíticas). Una red de fracturas « secas » o abiertas, con relleno félsico, corta las tonalitas. A menudo, se observa una epidotización importante de las fracturas con una franja centimétrica a decimétrica de epidotización pervasiva en la tonalita. Una orientación magmática preferencial está subrayada localmente por los anfíboles, sin que estas observaciones muy puntuales permitan definir una arquitectura de los macizos.

Localmente, las tonalitas presentan una deformación subsólidus penetrativa, marcada por el desarrollo de una foliación más o menos intensa.

La transición entre tonalita deformada y no deformada es siempre gradual pero se ha individualizado cartograficamente las bandas de tonalitas más orientadas que bordean o intruyen la banda de anfibolita del C. Duarte.

La unidad de tonalitas con hornblenda \pm biotita integra las rocas más ácidas del batolito de Loma cabrera.

El contacto entre la unidad tonalítica y el complejo gabrodiorítico es siempre neto y, muy frecuentemente, está afectado por un cizallamiento de relativa alta-T. Sin embargo, a escala de afloramiento, se observan localmente facies tonalíticas marginales de grano fino y desarrollos de bordes enfriados frente a los gabros. En otros casos, se observan relaciones de intrusividad de la unidad tonalítica en la gabróica-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 gabróico-diorítica y que establecen claramente una edad más reciente para la serie tonalítica. Por otro lado, la anfibolitización y alteración hidrotermal que afecta al complejo gabróico encajante está

espacialmente relacionada con la intrusión y segregación de volátiles de la unidad tonalítica.

Las tonalitas contienen casi siempre presentes 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 tonalitas 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 evidencas 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. 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 es heterogénea desde un punto de vista textural y mineralógico. Tanto Feigerson (1978) como Cribb (1986) definen en sus respectivos trabajos de los sectores dominicanos occidental y oriental del batolit o de Loma Cabrera, varios tipos de tonalitas y granitoides con muy escaso feldespato-K.

Dentro de la unidad de tonalitas estos autores distinguen las siguientes facies: tonalitas foliadas, tonalitas con hornblenda, tonalitas con hornblenda y biotita, tonalitas hornbléndico-piroxénicas porfídicas, dioritas, tonalitas con biotita y moscovita, leucotonalitas, trondhjemitas, aplitas y pegmatitas.

A la escala del batolito de Loma Cabrera, resulta muy difícil la cartografía detallada de cada una de estas facies tonalíticas debido a las variaciones petrográficas presentes incluso a escala de afloramiento y la escasez de los mismos en muchas zonas, por lo que el criterio cartográfico seguido ha sido incluirlas en una gran unidad de tonalitas con hornblenda \pm biotita, separando la facies subordinadas de pegmatitas y leucogranitos y/o aplitas.

La facies tonalítica más común en el batolito de Loma Cabrera 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.

Hacia el contacto con el complejo gabróico desarrollan localmente facies porfídicas de plagioclasa.

Se caracterizan por presentar como ferromagnesiano a un anfibol verde oscuro de composición hornblenda, cuya abundancia modal es de un 20-30%.

Texturalmente se trata de rocas granudas, holocristalinas, faneríticas, alotriomorfas inequigranulares seriadas, variablemente isótropas, con agregados de anfibol marcadamente poiquilítico.

Como componentes principales presentan hornblenda, plagioclasa y cuarzo (>20%); como accesorios apatito, circón, magnetita, esfena, ilmenita, clinopiroxeno, biotita, feldespato-K y opacos. En estas tonalitas, el anfibol hornblenda y forma grandes cristales de subidio a alotriomorfos que incluyen poiquilíticamente a raros granos de clinopiroxeno, a plagioclasas redondeadas y a la 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 anfiboles 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 xenomorfos e intersticiales de generación tardía. Los opacos forman acumulaciones en algunas tonalitas.

Como procesos de alteración secundaria, estas tonalitas presentan sericitización y saussuritización de la plagioclasa, cloritización del anfibol, y oxidación de opacos.

En relación cartográfica con la facies común aparecen también facies de t<u>onalitas con</u> <u>hornblenda y biotita</u>, que definen dominios magmáticamente más diferenciados dentro de la unidad tonalítica. Se trata de facies de grano medio a grueso, tendentes a porfídicas, generalmente isótropas pero que pueden haber desarrollado una ligera fábrica magmática planar y que, característicamente, presentan hornblenda y biotita como ferromagnesianos. Las texturas que presentan son granudas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares tendentes a porfídicas.



Los minerales principales son hornblenda, plagioclasa, cuarzo y biotita; y los accesorios apatito, circón, magnetita, esfena, xenotima, monacita, ilmenita y opacos. Como en las tonalitas con hornblenda, el anfibol hornblenda forma grandes prismas subidiomorfos que incluyen poiquilíticamente a la plagioclasa, cuarzo, epidota, biotita e ilmenita. La biotita es roja pleocróica y forma agregados de láminas alargadas, asociada a la hornblenda. La plagioclasa forma grandes prismas con zonado oscilatorio y rebordes más albíticos, que incluyen a anfiboles redondeados y cuarzo en gotas. El cuarzo forma agregados globosos mono y policristalinos, de contactos frecuentemente suturados y apareciendo también como intersticial.

Como minerales tardi y post-magmáticos secundarios hay agregados de epidota, clorita, esfena y opacos retrógrados.

3.1.3.2.4. (4a)Tonalitas foliadas

Las tonalitas presentan localmente, una deformación subsólidus penetrativa, marcada por el desarrollo de una foliación más o menos intensa.

En el batolito de Loma Cabrera, la transición entre tonalita no deformada y deformada es, gradual en general, pero en la Hoja de diferencia, se ha individualizado cartograficamente las bandas de tonalitas más orientadas que bordean la terminación SE del batolito y realizan la unión entre los batolitos de Loma Cabrera al NO y El Bao al SE (en la Hoja de Janico).

La banda contínua de tonalitas foliadas, de 1 a 2 km de anchura, asociada a la banda de anfibolitas del C. Duarte, atravesa en diagonal SE-NO la totalidad de la Hoja, a nivel de Diferencia y Manacla, separando los metabasaltos del C. Duarte al norte, de la Fm. Tireo al SO. Al SE de Diferencia, en los sectores de Antonsape y La Sierresita, aparecen dos

ramificaciones intruyendo las anfibolitas y la Fm. Tireo. La foliación de esta zona de deformación buza fuertemente al SO.

La extremidad SO de la Hoja de Diferencia está ocupada por el borde NO de la banda de tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (Hoja de Lamedero), subrayando la falla regional Bonao-La Guacara. En esta zona muy montañosa de la Cordillera Central, sólo se ha podido muestrear la terminación NO de esta banda de tonalitas foliadas en la esquina SE de la Hoja vecina de Jicomé. En la Hoja de Lamedero, estas tonalitas foliadas presentan una deformación globalmente mucho más fuerte, de tipo blastomilonítico.

En la imagen aeromagnética reducido al polo las tonalitas deformadas no se distinguen de las tonalitas no deformadas (Fig. 4). La fuerte anomalía positiva de la Loma del Tambor está ligada a la presencia de gabros y rocas ultrabásicas a lo largo de las falla regionales Bona-La Guacara y Macutico-Burende.

Petrograficamente, se trata de facies de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda de grano medio a grueso, que presentan una penetrativa fábrica magmática planar definida por la elongación de plagioclasa y el anfibol, que puede ser también subsólidus deformativa. Como ferromagnesianos contienen hornblenda verde oscura (15-25%), que forma prismas milimétricos a menudo dispuestos definiendo una lineación mineral subhorizontal. De forma rara aparece biotita. Texturalmente son rocas granudas, holocristalinas, faneríticas, anisótropas e inequigranulares. En los tipos más deformados en estado sólido la textura es de protomilonítica a milonítica. Los minerales principales son hornblenda, plagioclasa y cuarzo; y los accesorios opacos, apatito, circón, magnetita, esfena e ilmenita. Las tonalitas o están desprovistas de feldespato-K, o aparece como accesorio.

Al microscopio, el anfibol verde-marrón pleocróico es hornblenda subidio a alotriomorfa, zonada concéntricamente y con inclusiones de plagioclasa e ilmenita, y algún relicto de clinopiroxeno. La plagioclasa forma prismas de subidio a alotriomorfos de 1-2 milímetros de longitud, de complejo zonado oscilatorio. En las tonalitas más deformadas, tanto la hornblenda como la plagioclasa forman porfiroclastos rodeados por una foliación subsólidus, definida por agregados de pequeños granos de cuarzo y *"ribbons"* policristalinos. En sombras de presión hay neoformación de epidota, clorita, esfena y opacos, observándose en ocasiones el anfibol 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 frecuentemente un sentido de cizallamiento transcurrente senestro. 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 la formación de parches de calcita.

3.1.3.2.5. (4b) Pegmatitas tonalíticas

Las pegmatitas tonalíticas, representan una facies espectacular de las tonalitas. Afloran en la carretera sin asfaltar de acceso al pequeño pueblo de Loma Bajita, al NO de la Hoja. El afloramiento (07MJ 9298, Lat: 19,31763; Long: -71,18492) de potencia pluridecamétrica a hectométrica, se sigue en casi 2 km, con una dirección SO-NE, desde el Alto de Juan Fino hasta los gabros de grano grueso de la Loma de La Guazumita.

Se trata de una pegmatita con megacristales (hasta 20 cm de longitud y 10 cm de anchura) idiomorfos de horblenda verde oscuro, en una matriz alterada, blanquecina, cuarzofeldespática. La concentración de megacristales es muy fuerte hasta representar localmente la casi totalidad de la roca (Foto 24).

Los diques decimétricos, aplíticos y máficos, son frecuentes en los bordes de las pegmatitas.

Esta zona de la terminación SE del batolito de Loma Cabrera corresponde a un sector apical de la intrusion tonalítica en contacto con los gabros de grano grueso.





Foto 24: Pegmatita tonalítica con cristales décimétricos de anfíboles (07MJ9299-b) (Lat: 19,31763; Long: -71,18492)

3.1.3.3. Batolito de El Bao

El batolito de El Bao se extiende desde La Bruja (SE de El Corozo) hasta los alrededores de Jarabacoa, con una extensión de 45 Km y hasta 10 Km de anchura.

Dentro de la Hoja de Diferencia está limitado a su extremo NE y se prolonga en la esquina SE de la Hoja vecina de Monción, constituyendo la terminación noroccidental de dicho batolito, con forma de cuña (3 km de largo y 0.75 km de anchura máxima), que penetra dentro de la Zona de Falla de La Española, quedando limitado al norte por la Falla de Inoa (en la Hoja de Monción) y el contacto sur también se encuentra afectado por una fractura menor.

El batolito, a nivel regional, se considera de composición tonalítica.

Dentro de este batolito existen 6 dataciones por el método K-Ar sobre biotita, hornblenda, y roca total (Kessler et al., 1991; JICA, 1985) que ofrecen un gran abanico de edades comprendidas entre 33 y 70 Ma, aproximadamente. Las dataciones sobre hornblenda son las que ofrecen las edades más altas, entre 68 y 70 Ma, presumiblemente la edad de la intrusión.

En el mapa de Diferencia sólo se ha distinguido la trama de las tonalitas-cuarzodioritas para identificar la terminación NE del batolito de El Bao. La trama de las gabrodioritas, y la descripción petrográfica correspondiente, es la misma para los batolitos de Loma Cabrera y El Bao.

3.1.3.3.1. (4c)Tonalitas-Cuarzodioritas

Las tonalitas-cuarzodioritas de la extremidad NE de la Hoja de Diferencia son rocas granudas, de grano medio a grueso y color gris-verdoso, metorizadas.

En la ausencia de roca fresca, la descripción petrográfica proviene de las cuarzodioritas de la esquina SE de la Hoja de Monción.

Presentan texturas holocristalinas, heterogranular a inequigranular.

Están formadas por plagioclasa (oligoclasa-andesina), cuarzo, anfíbol verde-marrón (hornblenda) y piroxeno (augita). Como accesorios presentan óxidos de Fe, ilmenita y magnetita, apatito, circón, esfena, epidota y carbonatos; en estas rocas se aprecia a veces un bandeado magmático centimétrico, según tamaño de grano, posiblemente debido a hibridación de magmas.

Las cuarzodioritas no presentan deformaciones penetrativas nítidas, pero sí una ligera alteración hidrotermal tardimagmática que da lugar a clorita a expensas de anfíbol y reemplazamiento de las plagioclasas por albita, sericita y epidota.

3.1.3.4. Diques relacionados con los batolitos de Loma Cabrera y El Bao

Los diques máficos, leucograníticos y/o aplíticos y cuarzo cortan los intrusivos de los batolitos de Loma Cabrera y El Bao, así que las rocas del C. Duarte y de la Fm. Tireo.

3.1.3.4.1. (5) Diques máficos

Los diques de metabasaltos doleríticos, raramente micrograbros, son de color oscuro, verde a azul, con textura afanítica, localmente porfídica. Estos diques son de potencia en general decimétrica y solo dos de potencia métrica y extensión hectométrica han sido cartografiado. Cortan las facies del batolito de Loma de Cabrera y las rocas del C. Duarte, con las direcciones predominantes N40°-70°E.



Al microscopio, la mineralogía de los diques doleríticos está formada por plagioclasa, piróxeno y/o hornblenda (a veces, no se pueden distinguir los diferentes

ferromagnesianos), en una matriz afanítica con microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Los ferromagnesianos primitivos están reemplazados por agregados de clorita, sericita y anfíbol (tremolita-actinolita). También se observan rellenos de calcita y clorita.

Muchas veces, como al afloramiento, no se nota la deformación y las rocas se clasifican como doleritas con textura ofítica. La alteración hidrotermal es responsable del relleno de las vesículas o pequeños huecos.

3.1.3.4.2. (6) Diques de leucogranitos y/o aplitas

Los diques de leucogranitos y/o aplitas, de potencia decimétrica a métrica, cortan los batolitos de Loma Cabrera y el Bao, asi que las rocas encajantes del C. Duarte, con las direcciones predominantes N40°E, N120°E y N150°E.

El más importante es un leucogranito con muscovita, de grano medio a fino, de potencia plurihectométrica y longitud kilométrica, que intruye los metabasaltos del C. Duarte, al SO de La Culata, en un meandro del rió Ámina. La dirección SE-NO del leucogranito corresponde a una falla importante que ocupa el cauce del río.

En la extremidad SE de la Hoja, el borde fallado del batolito de El Bao, en contacto con la Fm. Magua, presenta varios diques decimétricos de aplitas, tendentes localmente apegmatita.

En la banda de anfibolita, cerca de la terminación SE del batolito de Loma Cabrera, en la carretera sín asfaltar Manacla-Los Ramones, las inyecciones decimétricas a métricas de granitoides leucocráticos de grano fino, presentan una deformación plano linear muy fuerte, paralela a la de las anfibolitas (07MJ9284, Lat: 19,30005;Long: -71,11291). (Foto 26). Estas facies leucócratas parecen más antiguas que las verdaderas aplitas consideradas como la facies intrusiva la más tardía que probablemente caracteriza un evento magmático tardío datado de 48-50 Ma (ver § 3.1.2.4.).

La roca es leucocrata a hololeucocrata, a menudo con textura aplítica. Sin embargo, se observan variaciones importantes de texturas, desde aplítica hasta pegmatítica. Localmente, existe una textura bandeada. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y a menudo moscovita. La presencia de dos micas muestra claramente que la roca no tiene la composición meta-aluminosa de las tonalitas, sino una tendencia hiperaluminosa.









Foto 32: Intrusiones leucograníticas esquistosadas en los metabasaltos (facies esquistos verdes) del C. Duarte (07PU9410; Lat: 19,32988; Long: -71,1317)

3.1.3.4.3. (7) Diques de cuarzo

Los principales diques de cuarzo cartografiados, de potencia métrica a decamétrica, rellenan parcialmente fracturas por toda la Hoja, con direcciones predominantes N40°E y N120°E. Topográficamente coinciden localmente con resaltes destacados del terreno y en parte podrían ser el reflejo de intrusivos tonalíticos en profundidad.

3.2. <u>GEOQUÍMICA</u>

Para la realización del presente estudio geoquímico en el Proyecto K, se recogieron muestras representativas de cada unidad geológica, macizo o evento ígneo con el objeto de realizar su caracterización geoquímica, establecer una mejor estratigrafía de la zona y proponer su probable entorno tectonomagmático de formación.

Despues de una presentación de las técnicas analíticas utilizadas, cada conjunto litotectónico presente en la Hoja se describirá en téminos geoquímicos. Para un mejor entendimiento, se utilizará la totalidad de las muestras del proyecto K y no solamente las de la Hoja.

3.2.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo

La muestras fueron inicialmente machacadas, cuarteadas a 250 grs y pulverizadas en un molino de ágata hasta que el 95% de la muestra pasara por la malla 150 (106 micras), en los talleres del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. El polvo fue enviado para proceder a el análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras a ACME Laboratories (Vancouver, Canada). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP (inductively coupled plasma) mediante fusión con LiBO₂ fueron: SiO₂ (0.02%), Al₂O₃ (0.03%), Fe₂O₃ (0.04%), CaO (0.01%), MgO (0.01%), Na₂O (0.01%), K₂O (0.04%), MnO (0.01%), TiO₂ (0.01%), P₂O₅ (0.01%), Cr₂O₃ (0.001%), LOI (0.1%), C (0.01%), S (0.01%), Ba (5 ppm), Ni (30 ppm), Sc (1 ppm), Sr (10 ppm), Y (10 ppm) v Zr (10 ppm). Los elementos (v límites de detección) analizados por ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry) mediante fusión con LiBO₂ fueron: Ag* (0.1 ppm), As* (1 ppm), Au* (0.5 ppb), Ba (0.5 ppm), Bi* (0.1 ppm), Cd* (0.1 ppm), Co (0.5 ppm), Cs (0.1 ppm), Cu* (0.1 ppm), Ga (0.5 ppm), Hf (0.5 ppm), Hg (0.1 ppm), Mo* (0.1 ppm), Nb (0.5 ppm), Ni* (0.1 ppm), Pb* (0.1 ppm), Rb (0.5 ppm), Sb* (0.1 ppm), Se (0.5 ppm), Sn (1 ppm), Sr (0.5 ppm), Ta (0.1 ppm), Th (0.1 ppm), Tl* (0.1 ppm), U (0.1 ppm), V (5 ppm), W (0.1 ppm), Y (0.1 ppm), Zn* (1 ppm), Zr (0.5 ppm), La (0.5 ppm),Ce (0.5 ppm), Pr (0.02 ppm), Nd (0.4 ppm), Sm (0.1 ppm), Eu (0.05 ppm), Gd (0.05 ppm), Tb (0.01 ppm), Dy (0.05 ppm), Ho (0.05 ppm), Er (0.05 ppm), Tm (0.05 ppm), Yb

página 86/192

(0.05 ppm) y Lu (0.01 ppm). Los metales de base y preciosos señalados con un (*) fueron determinados a partir de una digestión en agua regia. El error analítico fue determinado comparando los análisis con otros realizados en una roca patrón.

El Fe procedente de los análisis fue Fe_2O_{3t} (Fe total como Fe_2O_3), por lo que fue recalculado como $Fe_2O_{3t} = Fe_2O_3 + FeO \times 1,11135 \text{ y } FeO_{calc} = FeO / (FeO + Fe_2O_3)$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculadas a una base anhidra, si la suma de los elementos mayores (SiO₂ a P₂O₅) fue <99,98%. El número de Mg (Mg#), fue calculado como 100·mol MgO/(mol MgO + mol FeO_t), donde FeO=0.8 x Fe₂O_{3t} y Fe₂O₃=0,2 x Fe₂O_{3t}. Las composiciones de referencia utilizadas para la condrita, el manto primordial, y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y MacDonough (1989).

Gran parte de las rocas volcánicas y plutónicas estudiadas han experimentado procesos de alteración tardi- y post-magmática, así como un metamorfismo de baja-T en condiciones propias de la facies de los esquistos y subesquistos verdes, que han modificado las concentraciones primarias de varios elementos mayores y traza. Por ejemplo, en el diagrama K₂O+Na₂O versus K₂O/(K₂O+Na₂O) de Hughes (1973), que puede ser utilizado para visualizar rocas espilitizadas o que han sufrido un metasomatismo potásico, muchas de las rocas caen fuera del campo de los basaltos "normales" inalterados. También, resulta frecuente que las tobas muestreadas hayan experimentado un metasomatismo potásico. Por otro lado, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) son movilizados fácilmente durante la deformación y el metamorfismo. Por lo tanto, la interpretación geoquímica basada en estos elementos plantea muchas incertidumbres y puede ser fuente de errores en la interpretación. Sin embargo, resulta improbable que los relativamente altos Mg# obtenidos se atribuyan a procesos post-magmáticos, ya que la relación MgO/FeO ha sido demostrado que no cambia significativamente durante la alteración espilítica en el fondo oceánico (Humphris & Thompson, 1978) y los Mg# obtenidos deben por tanto reflejar los procesos ígneos primarios. También, muchos investigadores concluyen que los high field strength elements (HFSE: Nb, Ta, Y, Zr, Hf, TiO₂), el Th, los elementos de transición (Cr, Ni, V, Sc) y las tierras raras (rare earth elements; REE), resultan ser esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Ludden et al., 1982). En este trabajo, por lo tanto, la clasificación de las rocas ígneas estudiadas, su asignación a determinadas series magmáticas, la interpretación petrogenética y el

página 87/192

establecimiento de un posible entorno tectonomagmático de formación, están basadas en las variaciones de estos elementos.

Con el fin de caracterizar geoquímicamente los diferentes grupos de rocas se utilizaron diagramas extendidos de REE normalizados respecto al manto primordial (Sun & McDonough, 1989), que proporcionan un método para comparar estas rocas entre sí y respecto a otros tipos de rocas similares. Estos diagramas proporcionan también información sobre los procesos petrogenéticos que han tenido lugar, ya que la concentración de elementos traza y REE (ordenados en un orden de incompatibilidad decreciente con respecto a la lherzolita) cambia de forma predecible durante los procesos de fusión y cristalización fraccionada.

La caracterización geoquímica de las diferentes unidades geológicas y formaciones litoestratigráficas en el Proyecto K, revela la existencia de una gran variación tanto en la abundancia de elementos traza como en el tipo resultante de diagrama de REE extendido, incluso entre rocas con un grado similar de fraccionación (o de Mg#). En una primera aproximación, las rocas pueden agruparse según un origen relacionado con un magmatismo de arco o no relacionado con procesos de subducción, en base a la presencia o no de una anomalía negativa de Nb (y de Ta). Como las tierras raras pesadas (HREE) y los HFSE (Ti, Zr, Hf, Ta y Nb) no resultan afectados por el componente subductivo en los magmas de arco (Pearce & Peate, 1995), estos elementos pueden ser utilizados como guía de la composición del manto del cual derivaron las rocas magmáticas estudiadas. En los diagramas extendidos de REE, la pendiente negativa de los HFSE aumenta con el grado de empobrecimiento del manto y la abundancia de las HREE (a grados equivalentes de fraccionación) refleja cuantitativamente el grado de fusión parcial. Estos aspectos importantes de los diagramas de REE extendidos quedan reflejados en relaciones de elementos trazas normalizados respecto al manto primordial: la relación (Zr/Sm)_N refleja la naturaleza de la anomalía del Zr (y Hf) y la relación (La/Yb)_N el grado de enriquecimiento o empobrecimiento en las tierras raras ligeras (LREE). Valores bajos de ambas relaciones indican una fuente mantélica más empobrecida, previamente al metasomatismo en el manto relacionado con los procesos de subducción. El Mg# y el contenido en TiO₂ proporcionan también información cuantitativa sobre el grado de fraccionación y empobrecimiento de la fuente, respectivamente, excepto cuando las anomalías positiva o negativa del Ti en el diagrama extendido de REE indica que el contenido en Ti ha sido afectado por procesos de fraccionación cristalina.

La relación de muestras estudiadas de cada episodio, junto con algunos parámetros geoquímicos, están recogidas en las Tablas del informe de geoquímica (Escuder Viruete, 2004).

3.2.2. Complejo Duarte

Draper & Lewis (1991b) y Lewis & Jiménez (1991) consideraron al C. Duarte como una isla oceánica o meseta oceánica Jurásico Superior-Cretácico Inferior, modificado por el magmatismo de arco isla Cretácico Superior-Eoceno.

Lapierre et al. (1997, 1999) reconocen en el área de Juncalito-Jánico-La Vega cuatro unidades en el C. Duarte: una potente pila de basaltos ricos en Mg, anfibolitas y gneises anfibólico-epidóticos imbricados tectónicamente con los basaltos ricos en Mg, basaltos masivos y almohadillados asociados con cherts de edad Jurásico Superior (160-149 Ma; Montgomery et al., 1994) y una peridotita serpentinizada intruida por diques doleríticos. Según estos autores, el C. Duarte está superpuesto tectónicamente en el sector de Bonao, por las diabasas, basaltos y cherts de la Fm. Siete Cabezas, que contienen radiolarios de edad Cenomaniense a Santoniense (97-83 Ma; Mercier de Lepinay, 1987). La edad Ar-Ar de 86±1,4 Ma obtenidas en hornblendas procedentes de cumulados y anfibolitas, permite proponer a estos autores una contemporaneidad del C. Duarte con las toleitas del Plateau Oceánico Caribeño-Colombiano (PICCC; Provincia Ígneo Cretácica Caribeño-Colombiana, Kerr et al., 1997), aflorante en numerosos puntos del Caribe y Centro América. Sin embargo, en trabajos posteriores, Lapierre et al. (2000b) y Mamberti et al. (2003) reconocen la presencia de numerosos eventos de pluma en la génesis del PICCC durante todo el Cretácico. Los datos isotópicos Sr-Nd disponibles del Complejo (+5,3<_{ENd(T=150Ma)}<+7,1; 0.7031< ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr<0.70406; Lapierre et al., 1997, 1999) indican que los metabasaltos del Complejo Duarte son isotópicamente similares a otras lavas integrantes del plateau caribeño (PICCC) y a otros plateaux pacíficos (Ontong Java y Manihiki: Kerr et al., 1997a; Lapierre et al., 1997; White et al., 1999). Sin embargo, existen diferencias significativas en la distribución de elementos traza y REE entre el C. Duarte y estas lavas, así como una heterogeneidad isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd, ¹⁴⁴Nd y en los isótopos de Pb, ya descrita por Sinton et al. (1998). Lewis et al. (2002) comparan recientemente los metabasaltos del C. Duarte con composiciones representativas de lavas de Curaçao (Kerr et al., 1996) y Aruba (White et al., 1999), consideradas integrantes de la PICCC. Estos autores concluyen que los basaltos y doleritas de Curaçao y Aruba presentan una distribución distinta de elementos traza y contenidos constantes de REE entre 10 y 20 veces la condrita, a diferencia del ligero enriquecimiento

página 89/192

de LREE y empobrecimiento en HREE que presentan los metabasaltos del C. Duarte. La afinidad E-MORB del C. Duarte sería resultado de una mezcla entre un componente de manto enriquecido (fuente de los OIB) y un componente de manto empobrecido (*depleted mantle* MORB), posiblemente relacionada con la actividad de una pluma que atraviesa durante su ascenso un manto heterogéneo (Kerr *et al.*, 1997b, 2002. El empobrecimiento en HREE sería resultado de la presencia de granate y clinopiroxeno residuales en la fuente mantélica profunda. Para Lewis et al. (2002), las diferencias composicionales entre basaltos relativamente enriquecidos y empobrecidos, junto con otros datos geológicos y geocronológicos, permiten proponer la existencia de (al menos) dos eventos magmáticos de pluma en la génesis del *plateau* caribeño separados en el tiempo. Estos eventos están representados en la Cordillera Central por el C. Duarte (*plateau* I) y la Fm. de Siete Cabezas (*plateau* II), respectivamente.

En la zona estudiada, las rocas del C. Duarte aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas espilitizadas que han preservado las texturas e incluso parte de la mineralogía ígnea, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sin-cinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P. Por lo tanto, algunos elementos mayores y trazas pueden haberse movilizado y las interpretaciones geoquímicas de las rocas del complejo deben basarse en los elementos considerados inmóviles. Las muestras estudiadas pertenecen a las Hojas de Monción y Diferencia y se corresponden con depósitos volcánicos de lavas e intrusiones sinvolcánicas relativamente poco o nada deformados y metamorfizados. En el estudio se han incluido también datos geoquímicos de Lapierre et al. (1997, 1999) e inéditos del C. Duarte del sector de Bonao.

En las inmediaciones del Pico de El Rubio, situado entre las Hojas de Monción y de Diferencia, han sido reconocidos en el C. Duarte <u>dos conjuntos litoestratigráficos</u>. El conjunto inferior está compuesto por un potente tramo de principalmente picritas, basaltos picríticos ricos en Mg, ankaramitas y basaltos con olivino hacia la base, que evolucionan hacia techo a basaltos con piroxeno y plagioclasa variablemente porfídicos. Las facies de picritas, ankaramitas y cumulados representan el 20-40% de la parte inferior del Complejo Duarte y aparecen formando el interior de las capas de lavas. Gran parte de estas facies están compuestos por rocas porfídicas muy ricas en fenocristales de milimétricos de olivino y piroxeno, tratándose de cumulados, aunque hacia la parte superior aparecen

también gabros y basaltos pobres en olivino. El conjunto superior es muy homogéneo y está constituido por basaltos gris oscuros de grano fino, masivos y afídicos. Ambos conjuntos y con el progresivo aumento de la deformación y el metamórfismo sincinemático, se transforman en metabasaltos groseramente foliados, esquistos verdes variablemente filoníticos y anfibolitas de penetrativa fábrica plano-linear blastomilonítica (anfibolitas de La Meseta).

Composicionalmente, las rocas del C. Duarte constituyen un conjunto de picritas (MgO>18%, Le Maitre et al., 1989), basaltos picríticos (MgO>12%) y basaltos, de nada a relativamente poco fraccionados (Mg# entre 76 y 47; 58,8 de promedio), en los que el SiO₂ normalmente gradúa entre 45 y 50%, y el MgO entre 6,1 y 21% (Tabla 2), con alguna muestra pobre en MgO (<5%) o icelandita. Presentan contenidos altos en álcalis (K₂O+Na₂O) entre 0,9 y 4,19%, y en TiO₂ entre 1,5 y 4,1%, incluso en las rocas más fraccionadas, para contenidos generalmente bajos en CaO (<12%) y de Al₂O₃ (entre 8,1 y 14,0%). Estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca, siendo las rocas de mayor Mg# (72-70) y menor TiO₂ (≈1%), los magmas primarios en equilibrio con las lherzolitas con olivino del manto superior, o enriquecidas en Mg como resultado de la acumulación de olivino.

En un diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976), presentan una composición de elementos mayores que gradúa entre komatiitas basálticas y toleitas ricas en Fe (). En un diagrama SiO₂ *versus* álcalis de Cox et al. (1979), las rocas del C. Duarte se sitúan generalmente en el campo de las series sub-alcalinas y transicionales, en el límite de Irvine y Baragar (1971), con algún basalto alcalino. Se clasifican como basaltos picríticos y basaltos, con alguna composición de andesitas, aunque los álcalis pueden haberse movilizado por alteración. En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) las muestras del C. Duarte se extienden entre los campos de los basaltos subalcalinos y alcalinos, incluyéndose las rocas del conjunto superior predominantemente en el alcalino.

Dentro del C. Duarte es posible diferenciar las picritas de los basaltos (MgO<10%). En los diagramas de variación ambos grupos definen tendencias aproximadamente lineales, con un cambio en la pendiente en la transición picrita-basalto (Fig. 8, a unos 10-12% MgO). Con el descenso en MgO, se observa un aumento de SiO₂, Fe₂O₃, álcalis y TiO₂, para un descenso en Cr y Ni, característicos de tendencias de fraccionación toleíticas. El Al₂O₃

aumenta hasta alcanzar un máximo de entre 8-10% MgO, quedando constante en los basaltos y el CaO desciende a partir de las composiciones de basaltos. Estas tendencias pueden ser atribuidas a la fraccionación y/o acumulación de olivino, cromita y plagioclasa, principalmente. Aunque algunos basaltos pueden relacionarse con las picritas por fraccionación directa, las tendencias de intersección en el Zr y Ce, excluyen una relación simple entre ellos por cristalización fraccionada. Como demuestra Révillon et al. (1999) en las picritas de Curaçao, el rango composicional debió ser producido por sustracción o adición de xenocristales de olivino en el líquido. Por otro lado, en los diagramas de variación del MgO frente al TiO₂ (y Ni) se observa que en los basaltos del C. Duarte Superior TiO₂>2,5% y en los del inferior <2,5%. Por lo tanto, en el C. Duarte se incluyen rocas cuyos contenidos en Ti son característicos de basaltos E-MORB y alcalinos (Sun & McDonough, 1989). Tanto los términos de basaltos como las picritas son generalmente olivino e hiperstena normativos (norma CIPW), con cromita, ilmenita y magnetita, con alguna rocas con nefelina normativa (02-J2). Estos resultados son consistentes con la presencia en las rocas de C.Duarte de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en variables proporciones, con cromo-espinela accesoria. En el C. Duarte Superior hay rocas diferenciadas con cuarzo normativo, que se corresponden con los contenidos en MgO<5% y TiO₂≈3-4.

En el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982), los basaltos y picritas del C. Duarte caen tanto en el campo de los basaltos alcalinos y de isla oceánica (OIB; relación Ti/V>40), como en el campo de los basaltos MORB/BABB y *flood basalts* intraplaca (20<Ti/V<40), así como en la zona de transición entre ambos tipos (

). La diversidad de magmas queda también patente en el diagrama triangular de discriminación tectonomagmática Y/15-La/10-Nb/8 de Cabanis y Lécolle (1989), en el que las rocas del C.Duarte caen en el campo de los OIB, evolucionando desde composiciones propias de basaltos transicionales hasta alcalinos, cerca del límite con los basaltos intraplaca continentales. En el diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb de Pearce (1982) las rocas se alinean entre las composiciones de E-MORB y OIB de Sun y McDonough (1989), siguiendo el *mantle array* e indicando una procedencia a partir de fuentes mantélicas enriquecidas.

En un diagrama multielemental normalizado frente a al Manto Primordial, las picritas y basaltos del C. Duarte presentan un patrón intermedio entre los basaltos E-MORB y los OIB (Fig. 9), con anomalías positivas en Nb-Ta y negativas en Th, con un

empobrecimiento marcado en HREE e Y, típicas de lavas de (intraplaca alcalina) islas oceánicas. Las fuertes anomalías negativas de LIL (K, Pb, Sr y P) son probablemente debidas a la removilización por fluidos durante la alteración/metamorfismo. No obstante, las anomalías en el Ba y Sr pueden ser también relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa. La ausencia de un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB, excluye a estas rocas como relacionadas con procesos de subducción. Valores de La/Nb<2 confirman su carácter anorogénico (Gill, 1981).

En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 10), las picritas del C.Duarte con Mg# muy elevado (70-72) relativo a un magma primario, presentan una distribución de LREE plana y un empobrecimiento de las HREE Mg#>70], mientras que los $[(La/Yb)_{N}=2,0-5,9]$ para basaltos presentan un empobrecimiento de las HREE respecto a las LREE $[(La/Yb)_N=4,7-7,8 \text{ para Mg} \ll 65]$. En base al patrón de REE se pueden distinguir dos grupos: las del grupo (1) presentan un moderado enriquecimiento de LREE, empobrecimiento HREE y ligera anomalía en Nb, similar a los basaltos MORB enriquecidos (E-MORB) y las toleitas de isla oceánica (OIT); las del grupo (2) presentan una fuerte pendiente negativa, con mayor enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE, anomalía positiva de Nb y negativa de Th, característicos de basaltos alcalinos de isla oceánica (OIA). Las rocas del grupo (1) son características del C. Duarte Inferior y las del (2) del superior, aumentando con el tiempo la alcalinidad de los magmas. Los diagramas de REE sugieren la existencia de un continuo composicional entre OIT a OIA, que se interpreta evidencia una misma fuente mantélica enriquecida. La fraccionación de HREE indica que el granate fue una fase residual en esta fuente mantélica profunda. No hay anomalías importantes en Eu y Ti, relacionadas con la fraccionación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. Los valores de la relación (Zr/Sm)_N varían poco entre 0,8 y 1,2. Para confirmar las relaciones genéticas entre las rocas del C. Duarte se han representado en diagramas de un elemento fuertemente incompatible (Nb, Th y Zr) frente a (La/Sm)N, que permite sustraer el efecto de la cristalización fraccionada (Fig. 11). La correlación existente sugiere una relación genética entre las rocas, probablemente como resultado de una mezcla de magmas procedentes de 2 fuentes distintas: una enriquecida próxima a la de los OIB y otra empobrecida (depleted mantle MORB). Las diferencias en los elementos incompatibles serán debidas a diferencias en la tasa de fusión.

En síntesis, los contenidos en elementos mayores, trazas y REE de las rocas del C.Duarte son propios de magmas intraplaca emitidos formando *plateaux* oceánicos y las

excluyen de procesos de subducción. Consideradas en conjunto, sus características geoquímicas permiten relacionarlas con magmas formados en relación al ascenso de una pluma mantélica y segregados a partir de una fuente mantélica profunda con granate, más enriquecida que la de los N-MORB. El carácter entre E-MORB y OIB (OIA y OIT) es probablemente resultado de mezcla de magmas formados a diferente profundidad y tasa de fusión.



Fig. 7- Proyección de las rocas estudiadas del C. Duarte en los diagramas Nb/Y *versus* Zr/TiO2 (Winchester & Floyd, 1977), sílice-álcalis, Ti/1000-V de Shervais (1982), Ta/Yb *versus* Th/Yb (Pearce *et al.*, 1984), Y/15-La/10-Nb/8 de discriminación paleotectónica, y el diagrama catiónico de Jensen (1976).



Fig. 8: Proyección de las rocas estudiadas del C. Duarte en diagramas binarios frente al MgO.



Fig. 9: Proyección de las rocas estudiadas del C. Duarte en los diagramas binarios $(La/Sm)_N$ versus Nb, Th y Zr, y SiO₂ versus TiO₂, $(Zr/Sm)_N$ y $(La/Yb)_N$.



Fig. 10: Proyección de las rocas del C. Duarte en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo.



Fig. 11: Proyección de rocas representativas del C. Duarte en los diagramas de REE extendidos agrupados en función del Mg# y tipo de basaltos OIB (toleíticos y alcalinos).

3.2.3. Formación Tireo

Lewis et al. (2002) reconocen un quimismo calcoalcalino para la Fm. Tireo, sugiriendo que su posición en la Cordillera Central representa el eje de la actividad magmática ligada al estadio de arco Cretácico Superior-Eoceno.

Las rocas estudiadas de la Formación Tireo en este trabajo proceden de las Hojas de Jicomé, Loma de Cabrera, Restauración, Santiago Rodríguez, Monción, Diferencia y Lamedero, así como datos propios inéditos de la región de Jarabacoa.

Los trabajos cartográficos, litológicos, petrológicos y geoquímicos realizados en el marco del presente Proyecto han también permitido integrar el C. Dajabón de Draper y Lewis (1991), atribuido por esos autores al C. Duarte, dentro de la Fm. Tireo, ya que se trata de un conjunto de rocas metamórficas litológica y geoquímicamente equivalente. Mientras

página 99/192

tanto, la descripción geoquímica de estas rocas solo se encuentra en la memoria de la Hoja de Dajabón.

Los tipos litológicos muestreados cubren toda la variación composicional observada en la Formación, desde términos básicos a los ácidos e incluyendo muestras de lavas poco o nada porfídicas, cantos de tobas y brechas monogénicas, así como 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.

Las rocas de la Fm. Tireo presentan una composición de elementos mayores en un diagrama catiónico de Jensen (1976), que gradúa entre desde términos de basaltos ricos en Fe a andesitas, dacitas y riolitas toleíticas, con alguna composición de komatiita basáltica y de basalto calco-alcalino (Fig. 12). Sin embargo, en base a los contenidos de elementos mayores y trazas, existe una gran diversidad composicional en las rocas de la Fm. Tireo. Dentro de la Formación se han identificado 2 series de rocas ígneas (Tabla XXX, Anexo): 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.

Las rocas ígneas de arco gradúan en un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977) entre escasos términos de basaltos y basaltos andesíticos a andesitas y riodacitas, compatible con su composición de elementos mayores (Fig. 12). En los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett & MacLean, 1999) estas rocas presentan una doble afinidad toleítica y calcoalcalina, y en el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982) caen en el campo de las toleitas de arco y en el de los basaltos calco-

página 100/192

alcalinos, con incluso en algunas rocas relaciones Ti/V inferiores a la condrita (<10). En el diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb de Pearce (1983;Fig. 17) las rocas de arco evolucionan composicionalmente desde una afinidad toleítica a calcoalcalina y a shoshonítica, registrando la evolución de los magmas emitidos con el tiempo.

En la Fig. 13 se muestra la variación de algunos óxidos y elementos traza seleccionados respecto al SiO₂ y MgO (% en peso) en las rocas de la Fm. Tireo. Como se muestra en la Fig., las rocas presentan contenidos pobres en K y, los términos más diferenciados, medios en K, para contenidos en TiO₂<0,8%, generalmente. Un aumento en el V y TiO₂ 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 TiO₂ desciende con el Mg#, lo cual es típico de la serie calco-alcalina. Con el aumento en SiO₂, desciende el Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ y CaO; y con el descenso en MgO también desciende el Fe₂O_{3t}, Ni y V. Estas tendencias son compatibles con la cristalización fraccionada de la plagioclasa, fases máficas como olivino y clinopiroxeno, y los óxidos de Fe-Ti. La fraccionación de la plagioclasa se refleja también en un descenso de la relación CaO/Al₂O₃ con el aumento en SiO₂ (Fig. 13). Respecto a ciertos HFSE (Y, Zr) y elementos de transición (Ni, V), considerados esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Ludden et al., 1982), con el descenso en el MgO se registra un aumento y un descenso, respectivamente, probablemente controlados por procesos de fusión parcial y fraccionación. La gran dispersión que muestran los elementos incompatibles Zr y Y a un constante MgO (o similar Mg#), sugiere la presencia de rocas de diferentes series magmáticas.

3.2.3.1. Toleitas de arco isla "normales"

El grupo de toleitas de arco isla "normales" (IAT) está representado por basaltos andesíticos y andesitas ricas en Mg, relativamente poco fraccionadas (Mg# de 60 a 56). Los contenidos en TiO₂ (<0,3%) y Th (<0,3 ppm) son bajos. En un diagrama de elementos traza normalizado respecto a N-MORB (Fig. 14), presentan el enriquecimiento en LREE, empobrecimiento en HFSE y HREE, y anomalía negativa en Nb-Ta, característicos de magmas de zonas de subducción. En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 15), las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas de similar abundancia en HREE (1,5-5 x manto primitivo). Presentan un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)_N=2,0-4,1], una pronunciada anomalía negativa en Nb y Ti, y una ligera anomalía también en Zr, con HREE planas o

página 101/192

con una muy ligera pendiente negativa. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida para los magmas, aunque no tan empobrecida como la de las toleitas pobres en Ti, a similares grados de fusión parcial. Las facies de diques de basaltos andesíticos y andesitas presentan un similar patrón de REE ().

3.2.3.2. Toleitas de arco isla pobres en Ti

El grupo de toleitas de arco isla pobres en Ti y, en ocasiones, también en LREE, incluye composiciones de basaltos picríticos, basaltos y basaltos andesíticos ricos en Mg (>7%), algunos con afinidad boninítica (FC9068B, MJ9208). Se trata de toleitas de arco isla (IAT) que incluyen las composiciones menos fraccionadas de la Fm. Tireo (Mg# >60). En un diagrama extendido de REE (Fig. 15) normalizado al manto primordial, las rocas de este grupo muestran REE planas o con un ligero empobrecimiento en LREE [(La/Yb)_N=0,8-1,2; promedio de 0,94]. Algunas muestras definen una anomalía negativa en Nb y en algún caso también de Ti. Los contenidos en TiO₂ son bajos (<1,0%), generalmente <0,4%, así como en Th (<0,5), para abundancias absolutas de HREE de 3,8-7,5 x manto primitivo. Los valores bajos del TiO₂ y de HREE para altos Mg#, visibles en el diagrama multielemental de la Fig. 14, sugieren una fuente mantélica empobrecida y un grado relativamente alto de fusión parcial.

3.2.3.3. Rocas de afinidad boninítica

Dentro de las IAT se incluyen tipos composicionales con SiO₂>53%, MgO>7-8% y TiO₂<0,5 (MJ9208, JE9013, FC9101 y MJ9134), que caen dentro de la definición de boninitas de Crawford et al. (1989) y que, además, suelen presentar los contenidos más bajos en HREE (1,4-2,4 x manto primitivo). Estas rocas de afinidad boninítica suelen presentar un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)_N=2,1-4,2] y anomalías negativas en Nb, Zr y Ti. La baja relación CaO/Al₂O₃ (0,6 a 1,1) y abundancia en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

3.2.3.4. Andesitas, dacitas y riolitas calcoalcalinas

Las rocas volcánicas de afinidad calcoalcalina incluyen composiciones esencialmente dacíticas y riolíticas, de moderada a muy fraccionadas (Mg#=54-32), incluyendo también algunas andesitas y andesitas ricas en Mg. Dentro de la Fm. Tireo constituyen volumétricamente el grupo más importante, aflorando extensamente en la Hoja de Restauración.En la serie magmática el SiO₂ oscila entre 60 y 77%, Al₂O₃ entre 3,6 y 6,8%

página 102/192

y el MgO entre 1,6 y 5,8% (6-8% en las andesitas ricas en MgO), para contenidos en $TiO_2 < 1,0\%$ (0,81 de promedio). El contenido en K₂O gradúa entre 0,2 y 2,5%, definiendo una serie de bajo/medio-K (Gill, 1981) que sigue una tendencia de evolución entre toleítica y calco-alcalina. Los contenidos en álcalis son altos (entre 3,2 y 6,6%). En los diagramas Yb-Th, Zr-Yb, y Ta/Yb-Th/Yb caen dentro de los campos calco-alcalino y shoshonítico.

En diagramas de elementos traza normalizado respecto a N-MORB (), las rocas de este grupo presentan el moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas y contenidos relativamente bajos en HFSE y REE, con anomalía negativa en Nb-Ta y en Th. Sin embargo, los álcalis y LILE se presentan en abundancias muy variables como resultado de su movilidad por procesos de alteración y metamorfismo. En un diagrama extendido de REE (Fig. 15) las rocas de este grupo se caracterizan por presentar un perfil de pendiente negativa, un marcado en riquecimiento en Th y LREE, y anomalías negativas en Nb y Ti. Estas características son típicas de rocas relacionadas con subducción. Presentan valores muy variables de la relación $(La/Yb)_N=3,3-16$, que generalmente aumenta con la diferenciación y contenidos en HREE que definen una moderada a fuerte pendiente negativa, que no está presente en las IAT. Los diques dacíticos intrusivos en la Fm. Tireo presentan un patrón similar de REE (Fig. 16).

Las características de estas rocas sugiere la fusión de una fuente mantélica relativamente menos empobrecida que en los grupos anteriores (más próxima a la de un N-MORB) y en la que las mayores relaciones Nb/Yb y Zr/Yb sugieren una mayor componente subductiva en su formación. Sin embargo, los rangos de HREE y su pendiente negativa, difiere de la distribución de HREE plana de las rocas calco-alcalinas, sugierendo que el granate y/o la hornblenda son las principales fases residuales. Estas características, junto a una alta relación La/Yb, con Yb≤1,8 e Y≤18 ppm, son típicos de magmas adakíticos Defant & Drummond, 1990; Sigmarsson et al., 1998; Martin, 1999). Por lo tanto, algunas rocas volcánicas intermedias a ácidas de la Fm. Tireo pueden ser resultado de la fusión de corteza oceánica subducida recién formada (todavía caliente).

En resumen, los diversas series geoquímicas de rocas básicas, intermedias y ácidas identificadas en la Fm. Tireo, se relacionan el magmatismo toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco magmático, incluyendo adakitas producto de la fusión

de rocas básicas subducidas, y con su evolución posterior hacia magmas calco-alcalinos a lo largo del Cretácico Superior.



Fig. 12: Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tireo en los diagramas catiónico de Jensen (1976) y Nb/Y *versus* Zr/TiO2 (Winchester & Floyd, 1977).



Fig. 13: Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tireo en diagramas binarios frente a la SiO₂ y el MgO (% en peso).

República Dominicana Cartografía geotemática Consorcio IGM-BRGM-INYPSA Julio 2002/Octubre 2004



Fig. 14: Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tireo en diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB.



Fig. 15: Proyección de rocas representativas de la Fm. Tireo en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#. En los diagramas, los cuadrados negros y blancos son tipos de toleitas de arco isla (IAT) y los círculos tipos calco-alcalinos.



Fig. 16: Proyección de rocas representativas de la Fm. Tireo en los diagramas de REE extendidos respecto al manto primordial agrupados en función del Mg# . En los diagramas, los cuadrados negros y blancos son tipos de toleitas de arco isla (IAT) y los círculos tipos calco-alcalinos.



Fig. 17: Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tireo en los diagramas de discriminación paleotectónica Ti/1000-V de Shervais (1982), Zr-Y, Yb-Th, Ta/Yb-Th/Yb (Pearce *et al.*, 1984) e Y/15-La/10-Nb/8.
página 109/192

3.2.4. Las unidades intrusivas en la Cordillera Central (Batolitos Loma Cabrera y Macutico, Macizo Loma del Tambor)

Los estudios previos sobre la petrología y geoquímica de las unidades intrusivas en la Cordillera Central y otros sectores de La Española están incluidos en los trabajos de Palmer (1963), Bowin (1966, 1975), Lewis y Kesler (1973), Kesler et al. (1977b, 1991), Feigenson (1977, 1978), Lewis (1980) y Cribb (1986). La petrogénesis de todos estos complejos intrusivos ha sido relacionada con procesos de subducción de corteza oceánica bajo la isla durante el Cretácico. Los estudios realizados en el BLC por Kesler et al. (1977a) reconocen su composición heterogénea y probablemente compuesta en origen. Feigenson (1978) realiza un estudio muy detallado de las tonalitas del sector occidental del BLC en la República Dominicana, concluyendo que las diferentes variedades de rocas tonalíticas están relacionadas con la cristalización fraccionada de plagioclasa y hornblenda a partir de un magma calco-alcalino de composición intermedia entre basalto y andesita. La baja relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr es consistente con la ausencia de corteza continental o fuente anatéctica cortical en la región, y sugiere una fuente mantélica para los magmas (Lewis, 1982).

Se trata aqui, tanto de los intrusivos del batolito de Loma Cabrera como de los del batolito de Macutico y del macizo de la Loma del Tambor, debido a la similitud de composición y edades. A continuación, para más facilidad, el término BLC hará referencia al conjunto de estos macizos intrusivos (Batolito de Loma Cabrera, de Macutico y macizo Loma del Tambor).

En el presente Proyecto-K y en base a los datos de campo, petrográficos y geoquímicos de elementos mayores, trazas y REE, en las unidades intrusivas en la Cordillera Central se han distinguido los siguientes grupos composicionales (Tabla 7, Anexo): (1) rocas ultramáficas, principalmente piroxenitas; (2) gabros y gabronoritas; (3) dioritas y cuarzodioritas; (4) tonalitas con hornblenda ± biotita; (5) diques máficos sin- y tardi-magmáticos; y (6) rocas félsicas intrusivas en la Fm. Tireo relacionadas con el BLC.

En los diferentes términos composicionales del BLC, el SiO₂ gradúa entre un 44% en las piroxenitas y un 76% en las venas leucotonalíticas o trondhjemíticas (Fig. 18 y Fig. 19). 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

página 110/192

ultrabásicas, 0,56% en los gabros y gabronoritas, 0,93% en las dioritas y cuarzodioritas, 0,45% en las tonalitas, 0,52% en los diques máficos, y 0,65% en los intusivos en la Fm. Tireo. La mayoría de las rocas son pobres en K₂O, clasificándose en un diagrama normativo An-Ab-Or las rocas con >10% Qtz normativo como tonalitas y algunas como trondhjemitas. En el diagrama catiónico de Jensen (1976), las piroxenitas caen en el campo de las peridotitas y basaltos komatiíticos; las gabro-noritas se expanden en los campos de basaltos komatiíticos y de 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. 18). En este diagrama se observa como los granitoides no caen en el campo calco-alcalino, sino en el de las rocas toleíticas, existiendo un salto composicional entre estas rocas y los gabros, noritas y piroxenitas. En el diagrama K₂O-SiO₂ (Gill, 1981), las diversas litologías caen en el campo pobre en K, aunque los términos más diferenciados se extienden también en el campo de contenido medio en K. En el mismo diagrama, se han incluido también las rocas de la Fm. Tireo relacionada magmáticamente y cuya composición resulta ser muy similar.

En un diagrama de álcalis versus sílice (Fig. 18), el batolito se clasifica como subalcalino al igual que las rocas contemporáneas de la Fm. Tireo encajante. Las rocas del BLC parecen seguir una tendencia de diferenciación calco-alcalina, registrada en el descenso de Fe₂O_{3tot} y aumento de la relación FeO*tot/MgO con el aumento en SiO₂. Sin embargo, en un diagrama K₂O-Na₂O-CaO (Fig. 18) las rocas no siguen la tendencia típica calcoalcalina, sino que caen mejor en el campo tonalítico-trondhjemítico-dacítico, alineadas siguendo la curva de fusión de los metabasaltos. En los diagramas de variación de la Fig. 18, las diferentes litologías del BLC (exceptuando los cumulados piroxénicos y rocas gabróicas) definen tendencias evolutivas en las que el Al₂O₃, TiO₂, FeO*_{tot}, MgO y CaO descienden con el aumento en SiO₂; el K₂O aumenta con el SiO₂; y el Na₂O es constante o aumenta ligeramente con el SiO₂. Por tanto, las variaciones en los elementos mayores del BLC sugieren una secuencia evolutiva desde las rocas dioríticas a las tonalíticas más ácidas. Las tendencias de fraccionación en los diagramas log-log de Sr versus Rb y Ti versus Zr (Fig. 26), indican que la hornblenda y la plagioclasa controlaron principalmente la composición de estos términos del BLC, como ya indicaban los datos petrográficos y las conclusiones de Feigerson (1978) y Cribb (1982). Las abundancias en Sr y Ba son variables en los tipos dioríticos y tonalíticos, siendo de 253-619 ppm y 92-1100 ppm,

respectivamente. Los contenidos en Y son bajos y <20 ppm, excepto dos muestras donde Y=24 y 28 ppm. El descenso en el TiO₂ con el MgO y el SiO₂ en las rocas más fraccionadas es típico de la serie calco-alcalina. Notar también en los diagramas como los términos más básicos de la Fm. Tireo siguen las mismas pautas evolutivas y comienzan también a SiO₂~ 50%.

Los diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial de las rocas del BLC de las Fig. 20 y Fig. 21, muestran que los diferentes grupos presentan 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 cumulados de olivino y piroxenos que no retienen a estos elementos. Las principales características de rocas dioríticas y tonalíticas son el enriquecimiento de los elementos LILE (especialmente Ba y Sr) respecto a las REE y elementos HFSE (Zr, Ti, Nb, La e Y), que suelen definir anomalías negativas más o menos marcadas, las cuales son características de magmas generados en un arco. Las anomalías positivas en Ba-Pb y negativas en Nb-Ta que presentan los granitoides del BLC son típicas de las series magmáticas del arco-isla caribeño (Donnelly *et al.*, 1990).

En los diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Fig. 22 y Fig. 23), los diferentes grupos del BLC presentan en general una distribución de elementos caracterizada por una fuerte pendiente negativa, progresivamente más pronunciada desde los gabros, dioritas y diques máficos, a las tonalitas e intrusivos félsicos en la Fm. Tireo. 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 a un empobrecimiento en P y en ciertos HFSE (Nb, Ta y Ti). Estas características geoquímicas son típicas de rocas relacionadas con subducción. 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.

La diferente composición mineralógica de cada grupo de rocas del BLC queda expresada en el patrón de REE extendido que presentan (Fig. 24 y Fig. 25). Excepto las piroxenitas, toda la serie presenta abundancias similares de HREE (1-10 x manto primitivo). Las piroxenitas presentan Mg# muy altos (85-70) consistentes con su naturaleza cumulado. Su contenido en Cr es muy alto (entre 200 y 4200 ppm), excepto en la JE9003 que es bajo (143 ppm), consistente con la acumulación de clinopiroxeno (o espinela), indicando el menor Mg# una mayor fraccionación. La concentración de Ni sigue las mismas pautas, al igual que el Zr que aumenta ligeramente con el Mg#. Estas rocas presentan contenidos en LREE muy bajos, por debajo del límite de detección, con anomalías positivas de Th, Zr y Ti, en ocasiones. Las anomalías de Zr y Ti pueden indicar la acumulación de los óxidos de Fe, observada en sección delgada. Las concentraciones en Nb son muy bajas y no detectables analíticamente en estas rocas. Las HREE o son planas o presentan una ligera pendiente positiva.

En las rocas gabróicas del BLC se observan diferencias en la distribución de REE entre el macizo de Cerro Chacuey (FC9059 y FC9058), Rincón Llano en la Hoja de Santiago Rodríguez (JE9007 y JE9008) y al NE de Partido (FC9063 y FC9065). Estas rocas presentan un patrón plano de REE [(La/Yb)_N=1,1-2,0] y muy ligeras o inexistentes anomalías de Th (negativa), Nb y Ti (Fig. 26). Algunas de estas rocas poseen bajos contenidos en TiO₂ (<1%) y de LREE, siendo para un similar Mg# equivalentes en composición al grupo de toleitas de arco isla del magmatismo más primitivo de la Fm. Tireo, por lo que se trataría de las facies plutónicas o subvolcánicas de dicha etapa más temprana [(Zr/Sm)_N=0,1-1,4]. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida para los magmas, a similares grados de fusión parcial.

Considerados en conjunto, los gabros y gabro-noritas presentan Mg# entre 65 y 79, Cr<1000 ppm (excepto JE9008 con 2654 ppm) y Ni<100 ppm, consistentes con una baja fraccionación (Fig. 24). Se distinguen dos grupos: Mg#>70 y <70. Las rocas menos fraccionadas (Mg#>70) definen un contínuo en la concentración de elementos incompatibles con las piroxenitas. Estas rocas presentan desde un empobrecimiento a un enriquecimiento en LREE (La/Yb)_N<1 a 2,2], para abundancias bajas en REE (0,6-10 x manto primordial), algunas por debajo del límite de detección, y HREE planas. Presentan anomalías negativas en Th (en ocasiones), Zr y Ti y positiva en Eu, indicativa de acumulación de la plagioclasa en gabros y gabro-noritas.

Aunque el Nb está presente en concentraciones por debajo del límite de detección, en las gabronoritas JE9007 y JE9008 (Santiago Rodríguez) no define una anomalía negativa (Fig. 26). Estas rocas presentan además un enriquecimiento en LREE, anomalías positivas y negativas en Zr-Hf, y un cierto empobrecimiento en HREE, sugiriendo procesos complejos en su petrogénesis que implican un componente de manto

enriquecido. Los gabros algo más fraccionados con Mg#=68-65 (FC9065 y FC9063, Loma de Cabrera) muestran mayores contenidos en REE (5-9 x manto primordial), ligeras anomalías negativas en Th, Nb y Ti, un cierto enriquecimiento en LREE, y HREE planas o ligeramente empobrecidas [(La/Yb)_N=1,0-2,0]. Estos gabros hornbléndicos no tienen la anomalía negativa de Nb-Ta, característica de otros garbos, siendo su composición similar a la de basaltos E-MORB y toleitas de isla oceánica (OIT). En resumen, las rocas del conjunto gabróico-ultramáfico deben estar genéticamente relacionadas con el magmatismo toleítico de arco más temprano, aunque también se incluyen 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 entre las diversas rocas del conjunto, sugiere que no están directamente relacionadas por un simple proceso de fraccionación cristalina.

Los términos dioríticos y tonalíticos del BLC frecuentemente presentan una ligera anomalía positiva en Eu, sugiriendo una acumulación de la plagioclasa consistente con los datos petrográficos (Fig. 21). Las rocas dioríticas presentan un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)_N=2,1-5,2], anomalías negativas en Nb-Ti y en Zr-Hf [(Zr/Sm)_N=0,5-1,9] en ocasiones, y abundancias de HREE entre 1,9-7,2 x manto primitivo de ligera pendiente negativa. Estas rocas serían comparables a las toleitas de arco y andesitas ricas en Mg de la Fm. Tireo. Los diques máficos presentan unas características geoquímicas similares, anomalía positiva en Th y negativa en Nb-Ti, relaciones (La/Yb)_N=4,3-7,5 y (Zr/Sm)_N=1,5-1,9, con HREE planas o con ligera pendiente negativa. Las rocas tonalíticas presentan un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)_N=3,6-12,0; 8,4 de promedio], fuerte anomalía negativa en Nb-Ti y anomalías positiva y negativa en Zr-Hf [$(Zr/Sm)_N=0.5-1.9$; 1,4 de promedio], para abundancias de HREE entre 1,5-8,0 x manto primitivo de pendiente negativa. Estas rocas serían comparables a las dacitas y riolitas de la Fm. Tireo, así como los diques de pórfidos subvolcánicos y los intrusivos tonalíticos. Por otro lado, las intrusiones de venas y diques de tonalitas con hornblenda en el C. Duarte son equivalentes a las facies tonalíticas del BLC y a las riolitas de la base del C. El Yujo del área de Jarabacoa.

En el diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb de Pearce et al. (1984), las rocas del BLC definen con el aumento de SiO₂ una tendencia evolutiva desde el campo de las toleitas de arco isla al de las series calco-alcalina y shoshonítica (Fig. 26). Esta evolución se interpreta registra la progresiva fraccionación de los magmas y mayor madurez del arco, resultando similar a la que presenta la Fm. Tireo. En el diagrama de Shervais (1982), las rocas del BLC presentan generalmente valores de Ti/V<20, propios de magmas de arco toleíticos y calco-alcalinos, como los de la Fm. Tireo. En el diagrama de discriminación Y-Nb de Pearce et al. (1984) las rocas del BLC caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG).

El BLC y la Fm. Tireo son unidades ígneas contemporáneas cuya génesis debe estar relacionada. Gran parte de las rocas ígneas que forman ambas unidades pueden ser relacionadas mediante 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, bajo un arco magmático oceánico. La cristalización fraccionada de los fundidos en un nivel cortical más somero daría lugar a la formación de cumulados piroxénicos (y más escasos peridotíticos), gabro-noritas, gabros y dioritas con Mghornblenda. 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, que fue 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 progresivamente su composición mediante procesos ACF. El material asimilado probablemente fue corteza oceánica alterada de composición N-MORB y OIB (C. Duarte).

Sin embargo, las características geoquímicas de las tonalitas (y algunas cuarzodioríticas), su carácter híbrido con magmas máficos, el gran volumen que suponen respecto al complejo gabróico-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 resultan 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 (por ejemplo; Wolf y Wyllie, 1994; Smith et al., 2003) y este proceso ha sido invocado para explicar la formación de los batolitos granitoides en numerosos arcos magmáticos (Hansen et al., 2002). En el caso del BLC, la fusión de la corteza inferior del arco por *underplating basáltico* o ascenso de las isotermas del manto por procesos tectónicos contemporáneos, proporcionaría una fuente de calor y explicaría la formación de estos fundidos tonalíticos que intruyen tanto al conjunto gabróico-ultramáfico como a la Fm. Tireo. La variedad textural de rocas tonalíticas observada en el BLC resultaría de la cristalización fraccionada de dominantemente la plagioclasa y hornblenda, con alguna asimilación de las rocas encajantes e hibridación con los magmas basálticos del complejo de diques máficos.



Fig. 18: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas binarios SiO₂-K₂O de Gill (1981), SiO₂-K₂O+Na₂O, SiO₂-Fe₂O₃/MgO y los ternarios K₂O-Na₂O-CaO y catiónico de Jensen (1976).

República Dominicana Cartografía geotemática Consorcio IGM-BRGM-INYPSA Julio 2002/Octubre 2004



Fig. 19: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas binarios de variación frente al SiO_2 y al MgO.



Fig. 20: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.



Fig. 21: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

República Dominicana Cartografía geotemática



Fig. 22: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.



Fig. 23: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.

República Dominicana Cartografía geotemática Consorcio IGM-BRGM-INYPSA Julio 2002/Octubre 2004



Fig. 24: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.



Fig. 25: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.

República Dominicana Cartografía geotemática Consorcio IGM-BRGM-INYPSA Julio 2002/Octubre 2004



Fig. 26: Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas Y-Nb de discriminación de granitoides (Pearce et al., 1984), Ti/1000-V de Shervais (1982) y Ta/Yb-Th/Yb (Pearce et al., 1984).

3.2.5. Formación Magua

Las rocas basálticas de la Fm. Magua consisten en basaltos en facies coherentes de lavas, autobrechas, diques de alimentación y pequeñas intrusiones someras. En la Hoja de Monción se han observado también intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas. Las facies de brechas y algunos tramos de lavas están afectados por una alteración espilítica, lo que implica tener en cuenta la posible movilidad de elementos en su estudio geoquímico. Las rocas estudiadas se corresponden a flujos lávicos inalterados (frescos en lámina delgada), poco o nada porfídicos, pertenecientes a la banda de afloramiento de dirección ONO-ESE que forma la Fm. Magua, a lo largo de las Hojas de Dajabón, Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia. Los basaltos de la Fm. Magua debieron intruir a favor de un sistema de fallas subverticales, en relación a las cuales también se emplazó un conjunto de diques de leucogranitos de dirección ONO-ESE. Junto al resto de las litologías de la Fomación, estos granitoides son cizallados heterogéneamente y fracturados en relación al movimiento transcurrente senestro de la Zona de Falla de La Española.

Composicionalmente constituyen un grupo de exclusivamente basaltos, de restringido contenido en SiO₂ entre 46 y 50%, de nada a moderadamente fraccionadas (Mg#=75-43), incluyendo probablemente composiciones de los magmas primarios (Mg#=75-70 y Cr=1200-1400 ppm). Los basaltos de la Fm. Magua presentan contenidos altos en álcalis $(K_2O+Na_2O \text{ entre } 1,8 \text{ y } 5,4\%)$, TiO₂ (1,2-5,3%) y P₂O₅ (0,24-0,60), para contenidos bajos en CaO <10% (7-10%) y Al₂O₃ (8,2-15%). En una primera aproximación, estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca. En un diagrama TAS, los diferentes términos de la formación se clasifican como picritas, basaltos picríticos, basaltos y traquibasaltos (Fig. 27). En el diagrama SiO₂ versus álcalis de Cox et al. (1979), las rocas de la Fm. Magua se clasifican como picritas, basaltos y hawaitas, graduando desde términos transicionales en las composiciones más básicas a alcalinos en traquibasaltos y hawaitas. No obstante, los álcalis pueden haberse movilizado por alteración. Sin embargo, en el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) los basaltos de la Fm. Magua caen en el campo de los basaltos alcalinos. En el diagrama Zr versus Y de Barrett y MacLean (1979), las rocas de la Fm. Magua caen en el campo de las series transicionales (Fig. 27), y en el diagrama Ti/1000 versus V y con el progresivo aumento en Mg#, aumenta la relación Ti/V, pasando del campo N-MORB al de basaltos de islas oceánicas (OIB) y alcalinos (OIA). El carácter alcalino e intraplaca de las rocas de la Fm. Magua queda bien patente en los diagramas Hf/3-Th-Nb/16 y Nb*2-Zr/4Y de Wood (1980), proyectandose en ambos en los campos de los basaltos intraplaca toleíticos y alcalinos (Fig. 30). Dada la gran similitud composicional, en las Fig.s se comparan los basaltos de la Fm. Magua con los de Loma de Guandules-Pelona-Pico Duarte.

En diagramas de variación frente al MgO (Fig. 28), los basaltos de la Fm. Magua presentan con la diferenciación o descenso de MgO y Cr, un aumento en TiO₂, Fe₂O₃, CaO y Al_2O_3 , típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti), aunque se dispone de pocas muestras. 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. Esto concuerda con la no aparición de plagioclasa y clinopiroxeno como fenocristal en estas rocas y si en la mesostasia. Los fenocristales son casi exclusivamente olivino y alguna augita titanada marrón. Los basaltos de la Fm. Magua son olivino e hiperstena normativos (Tabla xxx, Anexo xxx) y también nefelina normativos, además de diópsido, ilmenita, magnetita, apatito y cromita. Esta composición normativa concuerda con su mayor contenido en álcalis y menor en SiO₂ que N-MORB, e indica que las rocas de la Fm. Magua son transicionales y alcalinas. En el diagrama de Cox et al. (1979) se ha incluido el rango composicional de la serie toleítica de isla oceánica (OIT de Islandia), alcalina de isla oceánica (OIA de Ascensión) ligeramente saturada en sílice y la alcalina (Tristán de Cunha). Como puede observarse (Fig. 29), los basaltos de la Fm. Magua se asemejan principalmente a la serie OIA de Ascensión, aunque no hay datos de rocas intermedias y ácidas. Por otro lado, los términos más ricos en álcalis serían hawaitas, ya que se trata de rocas basálticas con andesina normativa (An_{30-50}).

En un diagrama multielemental normalizado frente a al manto primordial (Fig. 29), los basaltos de la Fm. Magua son análogos a los OIB, con algunas variaciones en el Ba y Sr relacionadas con la fraccionación de plagioclasa con la que son compatibles. Este patrón se caracteriza 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. Los valores de K/Ba<20 (entre 0,3 y 21) y Zr/Nb<10 (3,1-7,2) encontrados son típicos de rocas intraplaca alcalinas. Notar como los patrones son análogos a los de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte. En un diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB (no mostrado), los basaltos de la Fm. Magua presentan un perfil con una fuerte pendiente negativa debido al enriquecimiento en LILE y LREE, consistente con que los basaltos y picritas con Mg#≈70 sean fundidos de un manto enriquecido. La ausencia de

página 123/192

una anomalía negativa de Nb-Ta y de empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB, excluye a estos basaltos como relacionados con procesos de subducción.

En los diagramas extendidos de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 30), los basaltos de la Fm. Magua presentan un patrón con una marcada pendiente negativa $[(La/Yb)_N=3-9,3]$, fuerte enriquecimiento en LREE, valores de la relación $(Zr/Sm)_N=0,9-1,1$, empobrecimiento en las HREE, y anomalías positiva en Nb y negativa en Th. Estas características son propias de basaltos transicionales y de OIA alcalinos. La fraccionación de HREE indica que el granate fue una fase residual en la fuente mantélica relativamente profunda. La relación La/Yb=10-14 es también característica de basaltos OIB y de basaltos alcalinos subsaturados. Los patrones son análogos a los de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte.

Aunque se dispone de un número limitado de muestras, las características geoquímicas de los basaltos de la Fm. Magua sugieren una afinidad transicional (OIT) y alcalina (OIA) intraplaca. Se trata de magmas formados y segregados en una fuente mantélica con granate profunda y más enriquecida que la de los N-MORB, posiblemente debido a una pluma mantélica originada a nivel del reservorio fuente de los OIB (>660 km profundidad). El emplazamiento de estas rocas tuvo lugar en relación a la formación de un sistema de rifts intraplaca, generados durante la etapa deformativa regional transcurrente que forma la Zona de Falla de La Española. En muchos aspectos, las rocas basálticas de la Fm. Magua son similares a las emitidas en las provincias de continental flood basalts, con la peculiaridad de que la ausencia de una corteza continental ha minimizado en este caso los efectos de una contaminación cortical. En este contexto, las leucotonalitas y leucogranitos que aparecen asociados a la Fm. Magua serían el producto extremo de la diferenciación magmática o, más probablemente, el resultado de la fusión local de la corteza básica profunda por los magmas ascendentes. Datos de isótopos Nd y Sr podrán proporcionar más luz sobre la petrogénesis de las rocas de la Fm. Magua y sus relaciones genéticas con los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte, ya que son geoquímicamente equivalentes.



Fig. 27: Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en los diagramas binarios SiO₂- K_2O+Na_2O (Gill, 1981), Nb/Y *versus* Zr/TiO2 (Winchester & Floyd, 1977), Ta-Yb *versus* Nb-Yb, Ti/V y Zr/Y, mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (BPPD).



Fig. 28: Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en diagramas binarios respecto al MgO, mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (PVD).



Cs Rb Ba Th U Nb Ta K La Ce Pb Pr Sr P Nd Sm Zr Hf Eu Ti Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu



Fig. 29: Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial, mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (PVD).



Fig. 30: Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial, y en los diagramasHf-Th-Nb y Nb-Zr-Y de Wood (1980), mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (BPPD).

3.3. Dataciones absolutas

3.4. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar del Proyecto K

Cuatro muestras de la Hoja de Diferencia han sido datada por método Ar-Ar sobre horblenda; una de esta muestras (07MJ195) fue datada también por método U-Pb sobre circón. Los resultados están resumidos en la Tabla 3 y comentados a continuación con todas las dataciones realizadas durante el Proyecto K (Tabla 4 y Fig. 31).

Muestra	Lat. (WGS84)	Long. (WGS84)	Ноја	Formación/ Unidad	Litología	Métod o	Minera I	Edad (Ma)	Error (2σ; Ma)	
07MJ9195	19,21948	-71,00618	DIFERENCIA	Intrusivo Loma del Tambor	Tonalita foliada	U/Pb	Zirc	87.9	1.0	
07MJ9195	19,21948	-71,00618	DIFERENCIA	Intrusivo Diferencia	Tonalita foliada	Ar/Ar	Hb	100	18	
07MJ9134	19,24183	-71,05270	DIFERENCIA	Fm Tireo	Meta basalto	Ar/Ar	Hb	129	20	
07JE04J45	19,30003	-71,11297	DIFERENCIA	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	91	19	
07JE04J46	19,29580	-71,11624	DIFERENCIA	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	43.4	7.0	
Tabla 3: Dataciones absolutas realizadas en la Hoja de Diferencia durante el Proyecto K										

3.4.1. Muestreo

Como se ha comentado en el capítulo 3.1., existe un apreciable número de dataciones absolutas en las rocas magmáticas de la República Dominicana que, sin embargo, han resultado insuficientes para constreñir las edades y la evolución de los episodios magmáticos y tectonometamórficos. En consecuencia, durante este Proyecto K (y también 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, su estudio petrográfico permitió seleccionar 38 y en ellas, se han realizado 44 dataciones, para la totalidad del Proyecto K.

Las técnicas de dataciones utilizadas, descritas a continuación 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 una edad absoluta (7 con U-Pb y 26 con Ar-Ar) y 9 han resultado negativas.

3.4.2. Descripción de las técnicas analíticas

Las muestras fueron procesadas y analizadas por los Drs. Richard Friedman (U/Pb) y Thomas Ullrich (Ar/Ar), en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Van couver (Canadá), bajo la dirección del Profesor James Mortensen

3.4.2.1. Técnica analítica U-Pb

Los circones y otros minerales accesorios se extrajeron de las muestras mediante técnicas convencionales de machacado y de separación mediante tabla Wilfley , a las que siguió una concentración final mediante líquidos pesados y separación magnética. Las fracciones minerales a analizar se seleccionaron en función de la calidad del grano,

página 129/192

tamaño, susceptibilidad magnética y morfología. Con el objeto de minimizar los efectos de la pérdida de Pb próxima a la superficie de los granos, todas las fracciones de circones se sometieron, previamente a su disolución, a una abrasión por aire usando la técnica de Krogh (1982). Posteriormente se disolvieron en una solución extrapura 3N de HNO₃, lavadas con acetona bajo su punto de ebullición y pesadas (hasta ±2µg). Los circones se disolvieron en microcápsulas de PTFE o PFA de 300 µl con 100 µl de HF 29N y de ~15 µl de HNO₃ 14N bajo punto de ebullición, en presencia de un trazador mixto de ${}^{233-235}$ U- 205 Pb y durante 40 horas a 240°C.

La disolución se llevó a cabo en bombas de acero inoxidable Parr con líneas PTFE de teflón de 250 ml. Posteriormente las soluciones fueron secadas de sales y re-bombeadas en ~200 µl de solución de HCI 3.1N ultrapuro durante 12 horas a 210°C. Estas soluciones se secaron de nuevo de sales en una placa calentada a unos 125°C y se redisolvieron en una solución de 0.5 ml de 3.1 HCl durante un mínimo de 8 horas. Para la separación del Pb y U se emplearon técnicas de columnas de intercambio iónico similares a las descritas por Parrish et al. (1987). El Pb y U se separaron secuencialmente en el mismo recipiente, donde se les añadió 2□µl de ácido fosfórico extrapuro 1,0 M. Cada muestra se cargó en un único filamento de Re usando un exhalador de gel de sílice fosfórico (SiCl₄). Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masas de ionización termal VG-54R, modificado con un único colector y equipado con un fotoultiplicador analógico Daly. Tanto el U como el Pb se procesaron a 1450°C en modo de encendido-en pico del detector Daly.

La fraccionación de U se determinó directamente en procesos individuales utilizando el trazador ²³³⁻²³⁵U, y las relaciones isotópicas de Pb se corrigieron para una fraccionación del 0,37 %/amu, en base a análisis duplicados del estandard de Pb NBS-981 y los valores recomendados por Thirlwall (2000). Los blancos analíticos para el U y el Pb fueron menores de 1 y 3 pg, respectivamente. La composición isotópica del Pb común fue derivada del modelo de Stacey y Kramers (1975). Todos los errores analíticos fueron propagados numéricamente a lo largo del cálculo completo de la edad siguiendo la técnica de Roddick (1987). Las edades de intersección con la curva de concordia y los errores asociados se calcularon usando una versión modificada del modelo de regresión York-II (donde los errores York-II se multiplican por el MSWD) y el algoritmo de Ludwig (1980). Todas las edades se refieren al nivel 2σ de incertidumbre.

3.4.2.2. Técnica analítica Ar-Ar

Cada muestra se machacó, hasta reducirla a fragmentos de entre 0.1 y 0.5 mm de diámetro y, posteriormen, se pesó bajo un imán manualmente para eliminar los minerales magnéticos y las esquirlas metálicas de la machacadora. Las muestras se lavaron posteriormente en agua desionizada, se aclararon y se sacaron en aire seco a temperatura ambiente. Los minerales de interés se sapararon a mano, se envolvieron en papel de aluminio y se quardaron en una cápsula de irradiación junto a otras muestras de edad similar y a monitores del flujo de neutrones (sanidinas de la Toba Fish Canyon de 28.02 Ma; Renne et al., 1998). Las muestras se irradiaron los días 27 y 28 de Mayo de 2004 en el reactor nuclear de McMaster en Hamilton, Ontario, a 56 MWH y un flujo de neutrones de 3x10¹⁶ neutrones/cm², aproximadamente. El análisis (n=54) de las posiciones del flujo de neutrones 18 produjo errores de <0.5% en el valor J. Las muestras fueron analizadas entre el 19 y el 26 de Julio de 2004, en el Noble Gas Laboratory del Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research de la University of British Columbia, Vancouver, Canada. Los separados minerales se calentaron a intervalos crecientes mediante un rayo laser desenfocado de 10W CO₂ (New Wave Research MIR10), hasta su fusión. Los gases emitidos en cada intervalo de temperatura se analizaron en un espectrómetro de masas VG5400, equipado con un multiplicador de electrones contador de iones. Todas las medidas se corrigieron respecto a las variaciones en la sensibilidad del espectrómeto de masas, la discriminación de masas, y la descomposición radioactiva durante y después de la irradiación, así como a la interferencia de Ar debida a contaminación atmosférica y la irradiación de Ca, Cl y K (relaciones de producción isotópica: ⁴⁰Ar/³⁹Ar, K=0.0302; ³⁷Ar/³⁹Ar, Ca=1416.4306; ³⁶Ar/³⁹Ar, Ca=0.3952; Ca/K=1.83, ³⁷ArCa/³⁹ArK).

Las edades de "*plateau*" y por correlación inversa (método de la isocrona inversa) se han calculado utilizando el programa ISOPLOT versión 3.09 (Ludwig, 2003). Los errores se refieren al nivel 2σ (95% de confianza) e incluye la propagación de los errores procedentes de todas las fuentes, a excepción de los procedentes de la sensibilidad del espectrómetro de masas y la edad del monitor de flujo. Los "*picos*" para las edades obtenidas mediante correlación inversa y de plateau son arbitrarios y se deben considerar como tentativas, ya que el trabajo analítico se ha realizado sin conocer de forma directa el contexto geológico de las muestras. La interpretación de los resultados analíticos ha de hacerse en el contexto de la diferente temperatura de cierre del Ar en cada mineral

analizado (hornblenda: 525-450°C; moscovita: 375-325°C; biotita: 350-260°C y feldespato-K: 350-125°C), junto a la naturaleza ígnea o metamórfica de la muestra.

3.4.3. Resultados y discusión

El conjunto de los 44 resultados está resumido en la Fig. 31 y la Tabla 4. Los diagramas de los resultados isotópicos con las edades "*plateau*" y las isocronas (método Ar-Ar) y los diagramas de concordia (método U-Pb) se pueden consultar en los informes correspondientes (Friedman, 2004; Ullrich, 2004)

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

3.4.3.1. Complejo Duarte

Regionalmente al C. Duarte se le considera una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior (ver § 2.1.1.1.); Las 7 muestras de este complejo procesadas para dataciones absolutas; se reparten así :

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

En el C. Duarte, el objetivo de las dataciones de Ar-Ar sobre hornblenda, era obtener la edad del metamorfismo y de la deformación.

La anfibolita 12FC9102 de la Hoja de Monción y la anfibolita 01JE9013 de la Hoja de Santiago Rodríguez no han dado una fracción datable.

Para las anfibolitas del C. Duarte, las edades obtenidas presentan una variabilidad muy grande, desde 45 Ma hasta 123 Ma, y son muy poco fiables.

Las edades de 43.4 \pm 7.0 Ma (JE04J46) y 91 \pm 19 Ma (JE04J45) obtenidas en las anfibolitas de la Hoja de Diferencia, parecen poco fiables, puesto que 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 Argón en los primeros escalones de calentamiento de la muestra FC9063 y las edades de 74±1.7 Ma (JE04J75) y 82.8±1.9 Ma (FC9063) son representivas de la edad de las hornblendas.

Estas hornblendas son nematoblastos o marcan la lineación en las anfibolitas miloniticas. Así estas edades podrian ser o la edad de un pico térmico del metamorfismo y por tanto de la deformación, o/y edades de « reset » ligadas a la intrusión del batolito de Loma Cabrera.

Para la diorita de El Pino, posiblemente relacionada con el C. Duarte, se sospecha un exceso de Argón. 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.*, 1977b).

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 la más antigua conocida actualmente para el C. Duarte, siendo el protolito todavía más antiguo.

3.4.3.2. 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 Cabrerera : tres gabros (FC-9065, JE-04J83, FC-9058), una diorita cuárcica foliada (FC-9061) y una tonalita no foliada (FC-9054)
- Hoja de Jicomé : una diorita cuárcica (01JE9010);
- Hoja de Monción : un gabro con Horblenda-Piroxeno (12FC9097)

3.4.3.2.1. Gabros

Las muestras FC-9065 y 12FC9097 no se han podido datar. Las muestras de gabro JE-04J83 y FC-9058 (Loma Cabrera) presentan edades mal constreñidas de 83±9.2 Ma y 105.4±5.8 Ma obtenidas a partir de un pseudo « *plateau* ».

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

3.4.3.2.2. Intrusivos tonalíticos - cuarzodiorita

La muestra de diorita cuárcica 01JE9010 (Hoja de Jicomé) no permitio la obtención de una edad « *plateau* ». La edad obtenida por isocrona inversa sobre hornblenda está mal definida a 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 Argón). Esta edad coincide con las ya conocidas del batolito de Loma Cabrera (cf § 3.1.3.2.). y corresponden a la intrusión de las tonalitas.

Las facies foliadas presentan edades muy diferentes. La diorita cuárcica (FC9061) de la Hoja de Loma Cabrera, da una edad « *plateau* » de 100.9±2.2 Ma, pero con un probable exceso de Argón. ¡Se debe notar que esta edad sobre una diorita cuárcica foliada es más antigua que las rocas equivalentes no foliadas!

La tonalita foliada (01JE9015) de la Hoja de Santiago Rodriguez, da una edad plateau de 73.9±0.48 Ma sobre Horblenda 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.

3.4.3.2.3. Intrusión tonalítica en la Fm Magua

La muestra de tonalita a 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 resultatdo levanta problema. En effecto, 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 (hoja de Dajabón; Palmer, (1963) y este proyecto): dichos rudistos podrían resultar del desmantelamiento de una Fm. Tireo más generalizada sobre el C. Duarte, o significar que las propias calizas de Magua empiezan al 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 sean basaltos de la Fm. Magua sino basaltos más antiguos como los del C. Duarte.

3.4.3.2.4. Tonalita foliada de Diferencia

La muestra de tonalita foliada (07MJ9195) de la Hoja de Diferencia ha sido datada por metodo U-Pb sobre circón y Ar-Ar sobre horblenda. 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 (cf. capítulo. XXX).

3.4.3.2.5. Tonalita foliada de la Loma del Tambor

Se analizaron dos muestras de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor: 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 Horblenda 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.

3.4.3.2.6. Batolito de Macutico

Siete 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 bien constreñidas, muy concordantes, comprendidas entre 90±1.2 Ma y 92.1±1.2 Ma. Las edades « *plateau* » Ar-Ar obtenidas sobre horblenda y biotita de la tonalita 08MJ9359 son ligeramente más jovenes con respectivamente

85.3±2 Ma y 86.31±0.49 Ma. Estas edades corresponden a la intrusión de las 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 un probable exeso de Argón en las primeras escalones de calentamiento, la edad "plateau" Ar-Ar sobre horblenda 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 C. Duarte en el batolito de Macutico pero este caso se deberia observar un metamorfismo de grado más alto.

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

3.4.3.3. Formación Tireo

Siete muestras de la Fm. Tireo han sido procesadas por método Ar-Ar y/o U-Pb :

- Hoja de Dajabón : 2 riolitas (03PU9252 y 03PU9024),
- Hoja de Restauración : 2 dacitas porfídicas (01GS9891 y 01GS9724),
- Hoja de Jicomé : 1 andesita porfidica (FC-9052),
- Hoja de Diferencia : 1 metabasalto (07MJ9134),
- Hoja de Arroyo Limón : 1 andesita porfídica (EB9042); 1 riolita (EB9043); esa muestra no se ha podido datar.

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±2.1Ma obtenida por U-Pb sobre circón (03PU9024).

Estas edades absolutas serían las más antiguas conocidas para la Fm. Tireo y equivalentes a la edad faunística del Cenomaniano obtenida por Bowin (1966) sobre las calizas de Constanza con las edades en Tireo y los foraminíferos en chert Albiense a Cenomaniense Sup. (99-93 Ma) de Montgomery *et al.* (1994).

La dacita 01GS9891 (Hoja de Restauración) da una edad « *plateau* » poco definida de 89±13 Ma sobre horblenda mientras que la andesita FC-9052 (Hoja de Jicomé) da una edad « *plateau* » de 88.9±2.6 Ma sobre horblenda. Estas edades son comparables con la

edad comunicada por Lewis (com. oral) de 81.2 \pm 8.2 Ma sobre una muestra dacítica de la región de Restauración.

Además, La andesita FC-9052 es un dique andesítico pordifico con hornblenda y plagioclasa que intruye a unos 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), que podrían ser por tanto anteriores (al límite Cenomaniano-Turoniano).

La dacita 01GS9724 del SO de la Hoja de Restauración da una edad poco definida de 98±17 Ma por Ar-Ar sobre horblenda, mientras que el análisis del feldespato de la misma muestra da una edad plateau de 66.83 Ma. Esta edad se debe comparar a la obtenida sobre biotita con la andesita EB9042 proviniendo de la Hoja de Arroyo Limón. Estas edades del límite Cretácico Superior-Eoceno presentan los siguientes problemas.

- Pueden representar edades rejuvenicidas, pero en este caso, ¿cual sería el evento térmico responsable del rejuvenecimiento ? ¿El cabalgamiento de la Fm Peralta, la alteración hidrotermal?),
- O, quizá representen efectivamente la edad de la Fm. Tireo. En este caso, se plantea el problema de la edad de los primeros sedimentos de la Fm. Trois Rivières discordantes sobre la Fm. Tireo y considerados como Campaniano-Maastrichtiano.

La muestra de metabasalto 07MJ9134 (Hoja de Diferencia) presenta la edad la más antigua (129 \pm 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 C. Duarte, los análisis geoquímicos muestran claramente una firma de arco boninítico poco compatible con las firmas de meseta oceánica del C. Duarte.

Entre las posibles firmas de magmas de subducción, quedan las de las formaciones Ámina-Maimón y Tireo : Como la Fm. Ámina-Maimón no se conoce al sur de la Zona de Falla de la Española, el más probable es que se trata de la Fm. Tireo, cartografiada en este sector. En este caso la edad parece más que dudosa.

3.4.3.4. Basalto Guandules-Pelona-Pico Duarte

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



Fig. 31: Síntesis geológica con las dataciones realizadas durante el proyecto K de Cartografía de la República Dominicana

Hoja Diferencia (5973-I) Memoria

Muestra	Lat.	Long.	Ноја	Formación/	Litología	Método	Mineral	Edad (Ma)	Error
	(WGS84)	(WGS84)		Unidad					(2 σ ; Ma)
EB9042	19,08840	-71,46240	ARROYO LIMON	Fm. Tireo	Andesita porfídica	Ar/Ar	Bt	69.6	0.7
03PU9024	19,53670	-71,63550	DAJABÓN	Fm. Tireo (ex C. Dajabón)	Riolita	U/Pb	Zirc	91.3	2.1
03PU9252	19,54330	-71,63460	DAJABÓN	Fm. Tireo (ex C. Dajabón)	Riolita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	91.8	2.3
03MJ9141	19,53180	-71,50600	DAJABÓN	Intrusivo en Magua	Tonalita con Hb	Ar/Ar	Hb	83.4	0.8
07MJ9195	19,21948	-71,00618	DIFERENCIA	Intrusivo Loma del Tambor	Tonalita foliada	U/Pb	Zirc	87.9	1.0
07MJ9195	19,21948	-71,00618	DIFERENCIA	Intrusivo Diferencia	Tonalita foliada	Ar/Ar	Hb	100	18
07MJ9134	19,24183	-71,05270	DIFERENCIA	Fm. Tireo	Meta basalto	Ar/Ar	Hb	129	20
07JE04J45	19,30003	-71,11297	DIFERENCIA	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	91	19
07JE04J46	19,29580	-71,11624	DIFERENCIA	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	43.4	7.0
FC-9052	19,32590	-71,49790	JICOMÉ	Fm. Tireo	Andesita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	88.9	2.6
FC-9063	19,32630	-71,29070	JICOMÉ	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	82.8	1.9
FC-9026	19,18970	-71,27520	JICOMÉ	Intrusivo Loma del Tambor	Tonalita foliada	Ar/Ar	Hb	74.9	1.8
01JE9010	19,33270	-71,31600	JICOMÉ	Batolito Loma Cabrera	Diorita con Hb	Ar/Ar	Hb	65.1	6.5
08MJ9033	19,05589	-71,13433	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Diorita Ctz	U/Pb	Zirc	90.0	1.9
08MJ9356	19,03342	-71,07969	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Gabro-diorita con grandes anfiboles	U/Pb	Zirc	90.0	1.2
08MJ9364	19,02521	-71,07636	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Dique basico porfídico	U/Pb	Zirc	85.5	2.6
08MJ9364-B	19,02521	-71,07636	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Diorita	U/Pb	Zirc	91.1	1.1
08MJ9364-B	19,02521	-71,07636	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Diorita	Ar/Ar	Hb	88.6	1.8
08MJ9365	19,03235	-71,07530	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Meta Basalto o micro gabro	Ar/Ar	Hb	98.3	1.8
08MJ9359	19,03217	-71,07385	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Tonalita	U/Pb	Zirc	92.1	1.2
08MJ9359	19,03217	-71,07385	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Tonalita	Ar/Ar	Hb	85.3	2.0
08MJ9359	19,03217	-71,07385	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Tonalita	Ar/Ar	Bt	86.31	0.49
FC-9054	19,41290	-71,63770	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Tonalita con Hb	Ar/Ar	Hb	87.9	2.5
FC-9058	19,41860	-71,54110	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Gabro bandeado	Ar/Ar	Hb	105.4	5.8
FC-9061	19,40030	-71,51290	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb	Ar/Ar	Hb	100.9	2.2
04J83	19,44689	-71,61216	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Gabro de grano fino	Ar/Ar	Hb	83.0	9.2
01GS9891	19,26880	-71,67820	RESTAURACIÓN	Fm. Tireo	Riodacita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	89	13
01GS9724	19,17322	-71,50724	RESTAURACIÓN	Fm. Tireo	Dacita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Fk	66.83	0.47
01GS9724	19,17322	-71,50724	RESTAURACIÓN	Fm. Tireo	Dacita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	98	17
01GS9233	19,45552	-71,48904	SANTIAGO RODRÍGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Diorita	Ar/Ar	Hb	122.3	7.7
01JE9015	19,39870	-71,47270	SANTIAGO RODRÍGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb-Bt	Ar/Ar	Hb	73.90	0.48
01JE9015	19,39870	-71,47270	SANTIAGO RODRÍGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb-Bt	Ar/Ar	Bt	76.80	0.44
01JE04J75	19,44263	-71,39383	SANTIAGO RODRÍGUEZ	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	74.0	1.7

Tabla 4: Dataciones absolutas realizadas en el proyecto K de Cartografía de la República Dominicana

4. TECTONICA



4.1. Contexto geodinámico de la isla La Española

Fig. 32: Contexto geodinámico de la placa Caribe (según Draper & Gutierrez-Alonso, 1997)

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Fig. 32). 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). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico Superior?)-Cretácico Inferior (Mann *et al.* 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindell & Barrett, 1990, Pindell, 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento (del valle del Cibao, de la Cordillera Central, de la Cordillera Septentrional) de la isla de La Española (y, especialmente, en sus estadios finales, iniciales,) son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

página 140/192

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a su traza, y al sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne *et al.*, 1985; Masson y Scanlon, 1991;Fig. 32). El margen Norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (Colisión Arco-Continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro, que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991).

La subducción intraoceánica durante el Cretáceo Inferior, en los terrenos actualmente situados al Norte de la Falla de La Española, una gran falla de desgarre que separa los Dominios Ámina-Maimón y Cordillera Central, daría lugar a la formación de un arco isla primitivo, durante el Aptiense-Albiense (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 Sur de la Falla de la Española, la subducción hacia el Sur produce un importante magmatismo que da lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II, representado por la Fm. Tireo) y numerosas intrusiones gabro-diorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica, representada por la Fm Siete Cabezas 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 pasando en el tiempo a series calco-alcalinas, típicas de un estadio más maduro, con gran espesor de la corteza.

El margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico ha pasado desde 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, 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica de desgarre comenzó, en este margen Norte de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del Surco del Caimán (Mann *et al.*, 1991 b) 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 sinistros, 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 & Barret, 1990; Pindell, 1994)

El movimiento relativo hacia el Este de la Placa Caribeña respecto a la Placa Norteamericana, se acomoda en el margen septentrional de la isla de La Española por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional, en un tipo de articulación en el 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).





Fig. 33: Síntesis geológico-estructural del Proyecto K, con la situación de las 14 Hojas



En la Hoja de Diferencia afloran materiales pertenecientes a los Dominios Cordillera Central y Magua-Tavera.

El Dominio Cordillera Central está constituido fundamentalmente por rocas del C. Duarte y de la Fm. Tireo, afectadas por importantes intrusiones, representadas en el área del proyecto K por los batolitos de Loma Cabrera y Macutico. Este dominio puede ser subdividido en tres subdominios (Escuder, 2004); el Subdominio Septentrional, situado al norte del batolito de Loma Cabrera, el Subdominio Central constituido por el batolito de Loma Cabrera y su aureola de metamorfismo, y el Subdominio Meridional situado al sur del batolito de Loma Cabrera, con el batolito de Macutico y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

El Subdominio Central, único representado en la Hoja de Diferencia, está constituido por rocas del C. Duarte y de la Fm. Tireo afectadas por las intrusiones de la terminación SE del batolito de Loma Cabrera.

En la esquina SO de la Hoja de Diferencia, las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor jalonan la falla regional de Bonao-La Guacara.

La esquina NE de la Hoja abarca el borde SO del Dominio Magua-Tavera.

El Dominio Cordillera Central está situado al sur de la Zona de Falla de la Española. Comprende una secuencia magmática de edad Cretácico-Paleógena, constituidas por una gran variedad de rocas plutónicas, volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias, que puede ser subdividida en 3 unidades principales, desde un punto de vista geoquímico y litoestratigráfico. 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 Cretácico Inferior del C. Duarte; (2) la secuencia volcánica y volcanosedimentaria 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, Loma del Tambor y Macutico, con complejos gabróico-ultramáficos de tipo Alaska asociados, así como numerosas intrusiones menores; y (3) los basaltos masivos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte. Esta secuencia magmática representa la sección cortical de un arco intra-oceánico, que fue construido sobre la corteza oceánica proto-caribeña, representada por el conjunto volcánico-plutónico Jurásico Superior de El Aguacate y la peridotita serpentinizada de Loma Caribe en la región de Jarabacoa-La Vega, y la meseta oceánica Cretácico Inferior suprayaciente del C. Duarte. La actividad del arco culmina con la emisión de los basaltos E-MORB de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte posteriormente al Santoniano Medio (meseta oceánica caribeño 81-70 Ma?; Sinton et al., 1999, 2000), y sobre los que se depositan discordantes las calizas marinas someras de la Fm. Nalga de Maco, de edad Eoceno Medio-Superior-Mioceno (?). Emplazadas tectónicamente a favor de las principales zonas de falla, en el dominio aparecen también cuerpos lenticulares de peridotitas variablemente serpentinizadas.

El Dominio Magua-Tavera está inmerso en la Zona de Falla de La Española e incluye tanto las rocas volcánicas y sedimentarias de la Fm. Magua de Palmer (1963), de edad Paleoceno-Eoceno, como su sustrato metamórfico constituido por el C. Duarte y la Fm. Tireo. La deformación que afecta a las rocas de este dominio es muy heterogénea y de características dúctil-frágil y frágiles, dando lugar a la formación de rocas miloníticas y filoníticas primero, y rocas cataclásticas más o menos foliadas y bandas de harinas de falla después, marcando el progresivo descenso de la temperatura de la deformación y su localización en zonas más estrechas con el tiempo.
4.3. Estructura de la Hoja de Diferencia

Las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja de Diferencia están definidas en el esquema estructural y los cortes asociados al mapa.

El conjunto litológico a deformar tiene una unidad inferior, el C. Duarte, dos conjuntos vulcanosedimentarios, la Fm. Tireo en la mitad sur de la Hoja y la Fm. Magua en el extremo NE, y multitud de cuerpos intrusivos: al NO la terminación SE del batolito de Loma Cabrera; al NE la terminación NO del batolito de El Bao; unas bandas de tonalitas foliadas y varios cuerpos aislados de gabrodioritas y tonalitas que realizan la unión entre los dos batolitos.

La extremidad SO de la Hoja, está ocupada por las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor jalonando la falla regional Bonao-La Guacara.

4.3.1. Descripción del mapa y de los cortes geológicos

En el mapa y en los cortes geológicos, se distinguen siete sectores bien diferenciados, con orientación regional SE-NO que son, del SO al NE:

Las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (Dominio Cordillera Central) (corte ll')

El borde norte de tonalitas foliadas de la extremidad SO de la Hoja, presentan una deformación plano linear de tipo blastomilonítica con una foliación buzando fuertemente al norte y una lineación de estiramiento subhorizontal, concordante con el movimiento de desgarre sinistro de la falla regional de Bonao-La Guacara. Están inyectadas por rocas ultrabásicas.

• La Fm. Tireo (Dominio Cordillera Central) (cortes I-I', II-II' y III-III').

La Fm. Tireo ocupa la mitad sur de la hora con una serie buzando globalmente al norte y suavemente ondulada, con zonas de cisallas que complican las estructuras aparentemente sencillas. Las rocas son poco deformadas a fuertemente deformadas y metamorfizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y localmente anfibolitas de baja-P. El máximo de deformación se observa al SO, al contacto con las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor y al norte al contacto con las anfibolitas de las foliadas de la zona de cizalla de Manacla-Diferencia.

• El batolito de Loma Cabrera (Dominio Cordillera Central) (corte I-I')

La terminación SE de batolito de Loma Cabrera, aflora solamente en el borde NO de la Hoja, intruyendo la Fm. Tireo. La imagen aeromagnética reducida al polo, subraya la continuación del batolito en profundidad hacia el sur por debajo de la Fm. Tireo y los principales cuerpos gabrodioriticos intruyendo dicha formación (Fig. 4). El batolito presenta una estructura interna con fábricas magmáticas y tectónicas que caracterizan su modo de emplazamiento.

• La banda blastomilonítica con tonalitas foliadas y anfibolitas de Manacla-Diferencia-Sierresita (Dominio Cordillera Central) (cortes II-II' y III-III')

Esta banda SE-NO de deformación dúctil, asaciando tonalitas foliadas y anfibolitas del C. Duarte, separa la Fm. Tireo al SO del C. Duarte al NE y deforma también la terminación SE del batolito de Loma Cabrera.

Al NO de la banda (corte II-II'), en la zona de Manacla-Diferencia, la foliación buza fuertemente al SO, y la lineación de estiramiento corresponde a un desgarre sinistro con un componente poco claro, normal o inverso ?).

Al SE de la banda (corte III-III'), en la zona de Antonsape-Sierresita-Dajao se encuentran tres bandas de tonalitas foliadas, alternando con las anfibolitas. El conjunto está plegado. El flanco sur es subvertical, con una banda de metabasaltos muy cloritizados y cisallados al contacto con la Fm. Tireo. El flanco norte buza de 60°N, en contacto con los metabasaltos del. C. Duarte.

• El C. Duarte (Dominio Cordillera Central) (corte II-II' y III-III')

Los metabasaltos del C. Duarte presentan una deformación interna muy heterogénea, con un gradiente SO-NE de la deformación y del metamorfismo, desde la facies anfibolitas (banda de anfibolitas blastomiloníticas) hasta la facies subesquistos verdes-esquistos verdes.

La foliación de los metabasaltos buza en general de 60°N. En la zona de Diferencia y Manacla (corte II-II') la foliación de los metabasaltos se paraleliza con la de las tonalitas foliadas, buzando fuertemente al sur.

El conjunto de metabasaltos porfídicos y afaníticos está afectado por zonas de cizallas con dirección SE-NO y desplazamiento del techo hacia el SO, jalonadas localmente por rocas ultrabásicas serpentinizadas.

El contacto norte con los basaltos de la Fm. Magua es tectónico.

• La Fm. Magua (Dominio Magua-Tavera) (corte II-II')

A la extremidad NE de la Hoja, los basaltos y brechas de la Fm. Magua están en contacto tectónico con el C. Duarte y buzan fuertemente hacia el norte. Esta zona, situada en el borde sur de la Zona de Falla de La Española es muy fracturada. Pequenos lentejones subverticales de lutitas y conglomerados están en contacto tectónico con las gabro-dioritas del batolito El Bao.

• El batolito de El Bao (Dominio Cordillera Central) (corte II-II')

Las gabrodioritas y tonalitas-cuarzodioritas del batolito El Bao, afloran al extremo NE de la Hoja, constituyendo la terminación noroccidental de dicho batolito, con una forma de cuña en contacto por fallas con la Fm. Magua, al sur inmediato de la Zona de Falla de La Española (esquina SE de la Hoja de Monción).

A continuación, se describen las principales macroestructuras, las fábricas magmáticas y deformativas y el metamorfismo (distribución y condiciones P-T) de cada dominio de la Hoja de Diferencia.

El trazado y la comprensión de las fallas y lineamentos del mapa se deducen del análisis de las fotos aéreas, de las imágenes de satélite (LandSat TM y Radar), de los contrastes de anomalías magnéticas, del análisis topográfico y de las observaciones de campo.

4.3.2. Dominio Cordillera Central

4.3.2.1. Unidades litológicas

En la Hoja de Diferencia, en el Dominio Cordillera Central, desde un punto de vista estructural, se ha distinguido las cinco bandas de dirección SE-NO:

- AI NE, el C. Duarte,
- Al centro la banda de deformación blastomilonítica con las tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia y las anfibolitas del C. Duarte,
- Al NO, la terminación SE del Batolito de Loma Cabrera y los cuerpos gabrodioríticos y tonalíticos diseminados,
- Al Sur la Fm. Tireo,
- Al SO, la falla regional de Bonao-La Guacara con las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor,

4.3.2.2. Fábricas y estructuras del C. Duarte (Zona NE de la Hoja de Diferencia)

En la Hoja de Diferencia, al sur del Dominio Magua-Tavera y de la Zona de Falla de La Española y siguiendo la banda NO-SE de afloramiento de las rocas del C. Duarte se observa el desarrollo de un gradiente de aumento en la deformación y el metamorfismo general desde el NE hacia el SO, pasando desde rocas volcánicas en facies subesquistos verdes hasta anfibolitas de fábrica plano-linear de características blastomiloníticas adyacentes al contacto intrusivo septentrional del batolito de Loma Cabrera y de la tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia. La intrusión del batolito ha desarrollado también en su entorno pequeñas aureolas de rocas corneánizadas básicas de grano fino y masivas,

frecuentes también como enclaves y "roof pendants" dentro del granitoide. La descripción del C. Duarte que sigue a continuación recoge las variaciones petrográficas que aparecen siguiendo este gradiente.

4.3.2.2.1. Esquistos Verdes y subesquistos verdes del C. Duarte

Al norte de la Hoja, en el sector del C. Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los subesquistos verdes se han preservado las texturas ígneas del protolito volcánico. Los basaltos porfídicos y picritas del conjunto inferior y los basitos masivos afíricos del conjunto superior son carentes de esquistosidad y localmente se observan flujos lávicos como al límite norte de la Hoja en la carretera El Rubio-Manacla (07MJ9262; Lat: 19,32948;Long: -71,07702).

En las zonas de cizalla, la roca adquiere una esquistosidad grosera (N150°E-70°SO) con deformación de los fenocristales de ferromagnesianos marcando una lineación de estiramiento con direción N145°E-40°SE (07MJ9267, Lat: 19,31055; Long: -71,07623).

En condiciones de la facies de los esquistos verdes se reconocen metabasaltos groseramente foliados ("*greenstones*"), filitas y esquistos de color verde-gris a gris verdoso oscuro con, subordinadamente, tramos de esquistos masivos tremolítico-cloríticos con abundantes óxidos de Fe-Ti.

Al afloramiento, los pliegues D1 agudos, con una esquistosidad plan axial, son muy escasos, en buena parte debido a la competencia de las rocas y la ausencia en estos materiales de una clara estratificación (S0).

En algunos pliegues D1 de la zona de Cerro negro (07MJ9147 Lat: 19,26197; Long: -71,03502) se observan zonas de cizalla dúctil buzando al norte, subparalelas a los planos axiales y a la esquistosidad S1, con un componente de cabalgamiento hacia el SO.

Esta zona de cizalla dúctil, que atravesa la Hoja a nivel de Cerro Malo-Pico de Higua, al SE, y el Pino Bueno, al NO, afecta el C. Duarte en su parte mediana. Al Sur de La Culata, en un meandro del río Ámina, un cuerpo de leucogranito con los bordes cizallados, subraya este accidente, cabalgante en su parte SE.

Al norte de la falla, el C. Duarte buza globalmente de 40°N.

Al sur, la deformación augmenta y la esquistosidad buza al sur, hasta paralelizarse con las tonalitas foliadas y las anfibolitas de la banda blastomilonítica de Manacla-Diferencia.

Conforme aumenta la deformación y el metamorfismo asociados al desarrollo de la zona de cizalla, se forman esquistos verdes filoníticos con actinolita-epidota-clorita. Se trata de rocas

de grano fino a medio, con una penetrativa fábrica anastomosada planar o plano linear (Sp-Lp), definida por la alternancia de lentejones milimétricos claros y capas milimétricas verdes oscuras. Las texturas gradúan con la deformación desde granolepidoblásticas y nematoblásticas foliadas a filoníticas.

En los esquistos verdes máficos la fábrica planar está definida por el alineamiento de los nematoblastos de actinolita y los lepidoblastos de clorita y mica blanca, junto con la elongación de lentejones de albita, cuarzo y agregados de epidota, frecuentemente producto del cizallamiento y estiramiento de venas de segregación sin-Sp. La deformación fue no-coaxial como indica la fábrica interna asimétrica en los agregados policristalinos de cuarzo (*"ribbons"*) y el carácter compuesto en dos familias de planos de la Sp, dispuestos un pequeño ángulo y marcados por el alargamiento de microprismas de actinolita (fábrica S-C). Sin embargo, frecuentemente se superpone una recristalización estática tardi-cinemática, que poligoniza el agregado cuarzo-plagioclásico y restaura tanto al anfibol como a las micas.

4.3.2.2.2. Anfibolitas del C. Duarte y tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia y: (Zona central de la Hoja)

4.3.2.2.2.1. Anfibolitas blatomiloníticas del C. Duarte

En la Hoja, la banda de anfibolitas tiene una potencia de 1 a 2,5 km.

Los mejores afloramientos y los más accesibles se encuentran en la carretera sin asfaltar Manacla-Los Ramones, en el Sillón del Palacio (07MJ9282, Lat: 19,29999;Long: -71,10905) y (07MJ9284, Lat: 19,30005;Long: -71,11291).

Los contactos norte y sur de las anfibolitas con el batolito Loma Cabrera y las tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia, son generalmente nítidos; las tonalitas son concordantes con la fábrica principal de las anfibolitas.

Al contacto, las anfibolitas están corneizadas; presentan un aspecto gnéisico. En toda la banda se intercalan venas y boudines de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda, variablemente cizalladas y rotadas hasta el paralelismo con la fábrica planar (Foto 30).

A menudo se observa la recristalización estática de anfiboles en el plano de foliación y localmente rocas leucocráticas que podrían ser leucosomas estromáticos, producto de la fusión parcial "in situ" a alta-T, en condiciones hidratadas. Esas texturas se interpretan como la expresión del metamorfismo de contacto generado por las rocas ígneas del batolito de Loma Cabrera.

La facies típica corresponde a rocas anfibólicas y cuarzo-anfibólicas de color verde-azul oscuro y grano fino a fino-medio, que han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) de características miloníticas como consecuencia de una intensa deformación dúctil y el metamorfismo regional. Las texturas son granonematoblásticas y lepidoblásticas bandeadas blastomiloníticas, frecuentemente afectadas por una recristalización estática tardicinemática. La asociación mineral sin-Sp es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). La fábrica plano-linear principal (Sp-Lp) está definida por una alternancia milimétrica de capitas claras cuarzo-plagioclásicas y verdes ricas en nematoblastos de anfíbol y escasos agregados de epidota. Los anfiboles están a menudo boudinados perpendicularmente a la Lp. El cuarzo aparece muy abundante en algunas de las capas y podría derivarse de venas de cuarzo segregadas o intrusiones tonalíticas sin-Sp, que han sido completamente cizalladas y recristalizadas hasta el paralelismo con la Sp. La deformación fue no-coaxial como indica la asimetría de sombras de presión en torno a porfiroblastos de plagioclasa y epidota y la de la fábrica interna en los agregados policristalinos de cuarzo. Los prismas de hornblenda se disponen en algunas rocas definiendo una fábrica S-C formada en condiciones de la facies anfibolita.

Las corneanas hornbléndico-piroxénicas son rocas verde oscuras, de grano fino y masivas, habiéndose observado en los sectores más internos de las aureolas de contacto en torno a las intrusiones tonalíticas de Manacla y Diferencia.

4.3.2.2.2.2. Tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia

En la Hoja, las bandas de tonalitas foliadas de Manacla-Difrencia tienen una potencia de 0,5 a 1,5 Km.

Estas intrusiones concordantes, de leucotonalitas con hornblenda, en las anfibolitas presentan una intensa fábrica S1 sub-solidus, planar y plano-linear, de dirección NO-SE y buzando fuertemente al SO o NE.

En las zonas más deformadas la foliación S1 está también definida por el alineamiento y aplastamiento de los enclaves 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. La lineación de estiramiento, subrayada por la elongación de los enclaves es SE-NO, subhorizontal.

Las fábricas deformativas en las tonalitas con hornblenda ± biotita suelen estar subparalelas a las magmáticas y se interpretan como registrando el mismo episodio deformativo, pero ya

bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya se había solidificado (ver fábricas deformativas del batolito de Loma Cabrera).

4.3.2.3. Fábricas y estructuras del batolito de Loma Cabrera (NO de la Hoja de Diferencia)

Las rocas plutónicas del batolito de Loma Cabrera han intruido y metamorfizado las rocas encajantes del C. Duarte y del conjunto volcanosedimentario de la Fm. Tireo. Al techo del batolito, aparecen *"roof pendants"* del C. Duarte y de la Fm. Tireo, esquistos y anfibolitas deformados heterogéneamente y localmente corneanas.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del batolito de Loma Cabrera y rocas asociadas puede ser agrupada en cinco unidades cartográficas: (1) rocas ultramáficas; (2) gabro-dioritas; (3) tonalitas con hornblenda \pm biotita; (4) un enjambre de diques máficos y félsicos, intrusivos en las anteriores unidades y en la Fm. Tireo, y (5) un enjambre de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos.

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 gabróico-ultramáfico.

4.3.2.3.1. Secuencia intrusiva del batolito Loma Cabrera

La secuencia intrusiva, establecida a partir de las relaciones de campo del Proyecto K es la siguiente:

- Los cumulados ultramáficos y rocas máficas (gabronoritas, gabros y Mg-dioritas) cristalizan primeros; observándose escasas relaciones locales de intrusión de los segundos en los primeros.
- Las dioritas y cuarzo-dioritas cristalizan a continuación; a menudo las dioritas son transicionales o facies de borde del complejo gabróico-ultramáfico.
- Las tonalitas representan un importante volumen de magma tonalítico que intruye el conjunto gabróico-ultramáficos e individualiza cartográficamente varios macizos elongados ONO-ESE. Un aspecto estructural importante del batolito de Loma Cabrera es que el contacto intrusivo entre las tonalitas y el complejo gabróico-ultramáfico, consiste generalmente en una zona de deformación dúctil en estado magmático y subsólidus para las tonalitas, y subsólidus para los gabros y dioritas. Durante su emplazamiento, el magma tonalítico también excava localmente xenolitos

del complejo gabróico-ultramáfico y de los metabasaltos encajantes, y lleva consigo magmas de una composición diorítica ligeramente más básica.

- Las diferenciaciones magmáticas más tardías del magma tonalítico son más silíceas y contienen biotita como ferromagnesiano; intruyen el batolito de Loma Cabrera, formando diques y venas muy leucocráticas. Un enjambre de diques máficos y félsicos intruye durante al menos los estadios magmáticos más tardíos de la tonalita, que generalmente estaba lo suficientemente fría para que los diques desarrollen contactos netos y bordes enfriados en algunos casos, pero que en otros se híbridan ("magma mingling") con las tonalitas más tardías.
- Finalmente, un red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos intruye predominantemente el contacto norte del batolito de Loma Cabrera.

4.3.2.3.2. Complejo gabróico-ultramáfico del batolito Loma Cabrera

El complejo gabróico-ultramáfico del batolito de Loma Cabrera presenta fábricas magmáticas y subsólidus deformativas.

En la Hoja de Loma de Cabrera, que presenta los mejores afloramientos de rocas ultramáficas, **las fábricas magmáticas** consisten en un bandeado composicional, milimétrico a centimétrico, de niveles ricos en olivino y piróxeno, resultado de la acumulación de cristales durante la cristalización del magma. Este bandeado aparece subhorizontal o subvertical, en relación con la acumulación en el fondo o en los bordes de la cámara magmática.

En las rocas gabróicas, las fábricas magmáticas consisten en alternancias milimétricas a centimétricas de niveles ricos en piróxeno o plagioclasa, formadas por procesos de acumulación magmática con selección gravitacional. En los gabros se han desarrollado también fábricas cristal-plásticas deformativas S1, especialmente penetrativas hacia el contacto con las tonalitas con hornblenda y desarrolladas a lo largo de una banda subparalela al contacto de potencia hectométrico a kilométrico. Es el caso del borde septentrional del macizo gabróico de Loma Guazumita - Loma Charamicos, situado al norte de las Hojas de Diferencia y de Jicomé, o del borde meridional del macizo de Loma Chacuey, localizado en la Hoja de Loma de Cabrera. En estas bandas, el contacto entre el complejo gabróico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil, con dirección general O-E y buzamiento mediano a fuerte al norte y al sur. A la escala del batolito de Loma Cabrera, las rocas gabróicas están deformadas por la foliación S1 con direcciones NO-SE, ONO-ESE y O-E. En las zonas las más deformadas, las rocas gabróicas están 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 están cizalladas hasta paralelizarse con la foliación S1 y transformadas en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino.

Las texturas presentes en los gabros deformados son 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 plagioclasa y anfíbol recristalizados, indicando condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas de baja-P. En los planos de la S1 deformativa, a menudo se ha desarrollado una lineación de estiramiento mineral, definida por la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico recristalizado y la orientación de las sombras y colas de recristalización de los porfiroclastos. La dirección de la lineación de estiramiento mineral oscila entre NNO-SSE a NE-SO en todo el batolito de Loma Cabrera, con ángulos de inmersión medios y altos, tanto al norte como al sur. 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 horblenda 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 la mayoría de los casos. Es decir, de techo hacia el norte en las zonas de cizalla NO-SE a O-E que buzan al norte y de techo hacia el sur en las que buzan al sur.

Sin embargo, en algunos sectores de las bandas que flanquean la Loma de la Guazumita al norte de la Hoja de Diferencia y en el borde sur de Loma Chacuey en la Hoja de Loma de Cabrera, 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 senestro. También, en la terminación SE del batolito de Loma Cabrera, incluida en las Hojas de Diferencia y Monción, gran parte de los gabros presentan, en este sector, una foliación magmática subvertical, definida por una alternancia de niveles más o menos ricos en plagioclasas y ferromagnesianos, retrabajada en estado sólido, generando fábricas deformativas plano-lineares protomiloníticas y miloníticas transcurentes sinistras.

4.3.2.3.3. Tonalitas

Las tonalitas presentan un desarrollo muy variable de **fábricas magmáticas** en el batolito de Loma Cabrera desde tipos con una fuerte fábrica plano-linear e incluso linear, al tipo isótropo el más representado, desprovisto de cualquier orientación mineral preferente mesoscópica, como en buena parte de las facies tonalíticas con horblenda \pm biotita, que ocupan los sectores centrales de los cuerpos tonalíticos.

La foliación y la lineación magmática están definidas por una alineación preferencial de las plagioclasas tabulares y de los prismas de hornblenda y agregados elipsoidales de cuarzo. Localmente, puede ser también definida por el alineamiento y aplastamiento preferencial de los enclaves máficos microgranudos, así como de venas y diques de aplitas en disposición de "*boxjoints*".

Esta fábrica magmática plano-linear e incluso linear se observa predominantemente cerca de todos los contactos.

Por lo tanto, la foliación magmática de las tonalitas corresponde a una fábrica de emplazamiento de los cuerpos tonalíticos durante el enfriamiento del magma.

Por otro lado, las fábricas deformativas en las tonalitas con hornblenda ± biotita suelen estar subparalelas a las magmáticas y se interpretan como registrando el mismo episodio deformativo, pero ya bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya se había solidificado. Estas fábricas deformativas son abundantes en todo el borde septentrional de la unidad tonalítica central del Batolito Loma Cabrera y, especialmente, en su terminación SE (Hojas de Diferencia y Monción). En el interior del macizo tonalítico central del batolito de Loma Cabrera, en la Hoja de Santiago Rodríguez, la foliación aparece a lo largo de bandas localizadas hacia el contacto con los gabros, presentando una dirección general NO-SE y NE-SO y buzamiento medios a bajos al NE y NO. En las rocas más deformadas, las tonalitas están transformadas en protomilonitas y milonitas de tipos S y S-L. Un ejemplo de estas bandas de tonalitas cizalladas se observa al contacto tonalitas con dioritas entre Los Magueyes y La Piña Abajo, al SO de la Hoja de Santiago Rodríguez. La foliación S1 presenta una dirección NE-SO al contacto, girando a ENE-OSO más al interior de la tonalita, y buzamientos medios y altos al NO. La lineación de estiramiento, en estas tonalitas cizalladas, suele presentar direcciones NNO-SSE a NE-SO y ángulos de cabeceo muy altos en el plano de foliación. El sentido de movimiento deducido en el campo a partir de la asimetría de estructuras S-C, parece ser inverso y dirigido al sur.

No obstante, a menudo en el batolito Loma Cabrera y especialmente hacia el contacto intrusivo septentrional de las tonalitas, estos criterios cinemáticos se asocian con otros

Hoja de Diferencia (5973-I) Memoria

indicativos de un movimiento transcurrente sinistro, subparalelo a una lineación de estiramiento subhorizontal (Hoja de Diferencia y Monción).

4.3.2.3.4. Diques máficos y félsicos

Un enjambre de diques máficos y félsicos, particularmente desarrollado en las Hojas de Santiago Rodriguez y Loma de Cabrera, intruye todas las unidades intrusivas del batolito Loma Cabrera, el C. Duarte y la Fm. Tireo. En general, los contactos son rectos y nítidos, e incluso se observan bordes de enfriamiento, testigos de un encajante ya solidificado.



Foto 33: Dique aplítico esquistosado, en las anfibolitas del Complejo Duarte; Carretera Manacla-Los Ramones (07MJ9282) (Lat:19,29999; Long: -71,10905)

Foto 34: tonalita foliada en las anfibolitas del Complejo Duarte; Carretera Manacla-Los Ramones (07MJ9284) (Lat: 19,30005; Long: -71,11291)



Foto 35: pliegues decimétrico de tonalita foliada en las
anfibolitas del Complejo Duarte; Carretera Manacla-LosFoto 36: bloque de tonalita (boudinage) en las anfibolitas del
Complejo Duarte; Carretera Manacla-Los
Ramones (07MJ9284-a) (Lat: 19,30005; Long: -71,11291)Foto 36: bloque de tonalita (boudinage) en las anfibolitas del
Complejo Duarte; Carretera Manacla-Los
(07MJ9284-b) (Lat: 19,30005; Long: -71,11291)

página 156/192

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 cataclasa ligada a los desplazamientos de los bordes de los filones.

Desde un punto de vista estructural, los diques máficos son importantes por indicar la dirección local de extensión (σ_3 , o esfuerzo principal mínimo), que se orienta perpendicularmente al plano que definen. En el batolito de Loma Cabrera, estos diques son casi siempre subverticales, con buzamiento >70º tanto al norte como al sur, e indicando que la dirección de extensión fue subhorizontal. Estos diques resultan ser espacialmente abundantes en la unidad tonalítica central del batolito de Loma Cabrera, definiendo corredores de orientación general subparalela a la elongación del batolito de Loma Cabrera. Sin embargo, la dirección de esos diques varía a lo largo del batolito de Loma Cabrera e indica que el σ_3 también varía localmente. En la Hoja de Loma de Cabrera, los diques máficos presentan, de oeste a este, un cambio de dirección general de ONO-ESE a O-E y ENE-OSO. La dirección ENE-OSO gira a NE-SO y NNE-SSO en el extremo occidental de la Hoja de Santiago Rodríguez, para adoptar de nuevo una dirección general O-E al sur de los macizos gabróico-ultrabásicos Los Mameyes y Cerro del Pescado. En el extremo SE del Batolito Loma Cabrera (Hojas de Monción y Diferencia), los diques presentan una orientación preferente ENE-OSO a O-E. Es decir, que la dirección de extensión subhorizontal experimenta regionalmente cambios de dirección.

En conclusión, el enjambre de diques máficos y félsicos intruye el batolito de Loma Cabrera cuando este se encontraba ya prácticamente solidificado y con una dirección general de extensión N-S que gira localmente a E-O durante la evolución dúctil-frágil y frágil del batolito de Loma Cabrera.

4.3.2.3.5. Red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos

Los diques y filones tardi-magmáticos leucograníticos y aplopegmatíticos se localizan preferentemente al contacto norte del batolito de Loma Cabrera con el C. Duarte, cortando ambos dominios. Esos diques, de potencia centimétrica a decimétrica, máximo métrica, no presentan direcciones o buzamientos preferenciales. Podrían representar un evento magmático posterior, del Eoceno.

4.3.2.4. Fábricas y estructuras de la Fm. Tireo

En la mitad sur de la Hoja de Diferencia, la distribución cartográfica de la Fm. Tireo, define una macroestructura monoclinal de dirección SE-NO, buzando suavemente al NE, probablemente por encima del C. Duarte, cuya profundidad no se puede evaluar. Las rocas son poco deformadas a fuertemente deformadas y metamorfizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolitas de baja-P. El máximo de deformación se observa al SO, al contacto con las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor, y al norte al contacto con las anfibolitas del C. Duarte y las tonalitas foliadas de la zona de cizalla de Manacla-Diferencia.

La Fm. Tireo está intruida por pequeños macizos gabrodioríticos y tonalíticos más o menos deformados y al NO de la Hoja, por la terminación SE del batolito de Loma Cabrera.

Asociado a los pliegues D1 se ha desarrollado una esquistosidad S1 de plano axial, que buza globalmente al NE, con ángulos superiores a 40° y una lineación L1 de intersección entre la S1 y la S0, que presenta ángulos de inmersión bajos (<20°) tanto al NO como al SE La fábrica planar se interpreta como una S1, ya que con el descenso de la deformación D1 gradúa a las texturas ígneas del protolito. Sin embargo, al afloramiento los pliegues D1 son muy escasos, en buena parte debido a la competencia de las rocas y la frecuente ausencia en estos materiales de una clara estratificación (S0). Los pliegues D1 observados son abiertos a agudos, con vergencia sur o subverticales y eje subhorizontales buzando al SE o NO

En algunos pliegues D1 se observan zonas de cizalla dúctil subverticales, subparalelas a los planos axiales y a la esquistosidad S1. Estas zonas de cizalla han desarrollado una foliación milonítica que contiene una lineación de estiramiento subhorizontal. El sentido de cizallamiento obtenido a partir de la asimetría de estructuras S-C mesoscópicas, boudinage de venas de cuarzo y calcita sincinemáticas y micropliegues consiste en un movimiento transcurrente senestro.

En la esquina SE de la Hoja, en el camino Mata Grande-Rancho en Medio, predominan las metavolcanitas ácidas con un sistema de pliegues subverticales anticlinales y sinclinales afectando la esquistosidad S1. Estos pliegues tardi D1, de dirección SE-NO, son homoaxiales, con eje también subhorizontal (<10° SE). Una esquistosidad subvertical de fractura, plan axial de estos pliegues, se observa localmente.

Al SO, el contacto tectónico (falla Bonao-La Guacara) con las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor no es accesible por la Hoja de Diferencia. Las observaciones de la Hoja de Lamedero muestran una fuerte deformación de la Fm. Tireo con esquistos verdes bandeados buzando fuertemente al NE, en los cuales no se reconoce el protolito.

4.3.2.5. Fábricas y estructuras de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor

Las descripciones provienen de la Hoja de Lamedero, ya que no se ha podido acceder en la esquina SO de la Hoja de Diferencia. En esta zona muy montañosa, la fotografías aérias (apoyadas por la imagen aeromagnética) detectan perfectamente las estructuras foliadas de la banda tonalítica de La Loma del Tambor y la Falla de Bonao-La Guacara.

Las tonalitas, fuertemente deformadas, presentan texturas foliadas con clastos en una matriz milonítica y texturas blastomiloníticas con "ojos" y bandeado paralelo a la foliación, caracterisado por niveles ricos en anfíboles o en cuarzo y feldespatos. La lineación magmática está subrayada por los minerales de horblenda. La deformación blastomilonítica afecta a los minerales de honblenda, plagioclasa, cuarzo y opacos, que son deformados y aplastados según la esquistosidad, al igual que algunos enclaves máficos-ultramáficos.

Una deformación frágil retrógrada (esquistos verdes) se marca con relleno de venas.

"Ojos" milimétricos a centimétricos, aparecen moldeados por la foliación subvertical y definen una lineación de estiramiento subhorizontal, conforme con el movimiento de desgarre sinistro de la falla de Bonao-La Guacara.

Los cuerpos ultrabásicos y gabrodioríticos asociados a las tonalitas foliadas y diques de leucotonalitas son también deformados y esquistosados. Sólo los diques máficos y algunos diques de leucogranitos no son deformados.

4.3.3. Dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española (NE de la Hoja de Diferencia)

En la Hoja de Diferencia, la Fm. Magua abarca la extremidad NE de la Hoja. Los basaltos y autobrechas no metamorfizados están en contacto tectónico con los basaltos poco metamorfizado (facies subesqistos verdes) del C. Duarte. Esta zona, ubicada inmediatamente al sur de la Zona de Falla de La Española, que se desarrolla en la esquina SE de la Hoja de Monción, es también muy tectonizada con cabalgamientos hacia el sur y fallas subverticales encajando el borde NO del batolito de El Bao y las lutitas y conglomerados de la Fm. Magua.

El Dominio de Magua-Tavera está inmerso en la Zona de Falla de La Española. Esta falla cortical atraviesa la Isla de La Española siguiendo una dirección ONO-ESE y presenta un movimiento general transcurrente senestro. Como la Falla Septentrional, está relacionada con el movimiento relativo de las placas Norte Americana y Caribeña (Zoeten y Mann, 1991). Este movimiento de la Zona de Falla de La Española produce, en el sector NO de la Cordillera Central, la formación, relleno y deformación de las cuencas de Magua-Tavera y

San José de Las Matas. La cuenca de San José de Las Matas presenta una longitud de unos 80 Km y una anchura de 3 a 7 Km, incluyéndose geográficamente en las Hojas de San José de Las Matas y Monción. El relleno de la cuenca ha sido controlado tectónicamente por las Fallas de Inoa y Ámina, que limitan espacialmente la Zona de Falla de La Española. El relleno corresponde a los conglomerados, areniscas y lutitas del Grupo Tavera de edad Paleoceno-Eoceno. Deformaciones transpresivas más tardías asociadas a la Zona de Falla de La Española producen la reactivación de las fallas que limitan la cuenca y el plegamiento del Grupo Tavera. Desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad, los movimientos transpresivos producen el levantamiento de la Cordillera Central, la sedimentación de los conglomerados de la Fm Bulla y Cercado, y el aporte terrígeno que rellena la Cuenca neógena del Cibao.

Sin embargo, el movimiento transcurrente de la Zona de Falla de La Española se inició ya antes y controló la sedimentación de las rocas sedimentarias conglomeráticas y carbonatadas de la Fm. Magua de Palmer (1963), de edad Paleoceno-Eoceno Medio/Superior, y el emplazamiento de los basaltos transicional a/y alcalinos del Miembro Basaltos de Rodeo. En la zona estudiada, la Fm. Magua aflora en las Hojas de Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia. La Zona de Falla de La Española deforma tanto a la Fm. Magua como a su sustrato metamórfico del C. Duarte y la Fm. Tireo. La deformación que afecta las rocas de este dominio consiste en un cizallamiento muy heterogéneo dúctil-frágil y frágil. Se forman en primer lugar las milonitas y filonitas, luego las cataclasitas más o menos foliadas y después las harinas de falla, sugiriendo el progresivo descenso de la temperatura de la deformación con el tiempo.

Una buena sección de las rocas de falla asociadas a la Zona de Falla de La Española aflora en la carretera Manaclá-Jicomé, al SO de la Hoja de Monción. A lo largo de 1,5-2 Km de anchura estructural, se observan esquistos verdes del C. Duarte fuertemente cizallados y filonitizados, con una fábrica planar principal ONO-ESE (N120°E a N130°E) y buzamiento entre 40 y 80° al sur. Estos planos de foliación constituyen en realidad una polifábrica de superposición de esquistosidades previas; se observan boudines con restos intensamente plegados de la S1 anterior. Las rocas milonitizadas alternan con tectoenclaves lenticulares de tamaños decamétricos y hectométricos, compuestos por basaltos del Mb. El Rodeo, diques doleríticos y rocas leucograníticas con biotita. La deformación en la Zona de Falla de La Española produce la brechificación de los granitoides y la cataclasización y filonitización de las rocas volcánicas de la Fm. Magua, transformadas, por alteración, en rocas poco cohesivas, pizarrosas, de tonos rojizos. En los planos de la foliación se observa el desarrollo de lineaciones de estiramiento y estriaciones, que suelen presentar ángulos de inmersión medios y bajos (<45°) tanto al NO como al SE. La foliación milonítica está localmente afectada por pliegues intrafoliares apretados, cuyos ejes suelen ser subparalelos a la lineación de estiramiento, por lo que se interpreta fueron generados durante el cizallamiento progresivo. El sentido de cizallamiento transcurrente de la Zona de Falla de La Española fue obtenido a partir de la asimetría de fábricas S-C mesoscópicas, pliegues intrafoliares, agregados de cuarzo y calcita boudinados, *shear bands* sintéticos al movimiento, y sombras de presión en torno a objetos rígidos inmersos en una matriz plástica filonítica. En un gran número de casos, el sentido de cizalla obtenido, paralelo a la Lineación de estiramiento subhorizontal, es senestro, es decir, el bloque NE dirigido hacia el NO.

Las condiciones del cizallamiento asociado a la Zona de Falla de La Española fueron inicialmente de baja-T y dúctil-frágiles, en las que localmente el cuarzo recristaliza, abundan los procesos de cloritización y sericitización, y se forman venas con calcita. La superposición de deformaciones cada vez más frágiles en las rocas de falla de la Zona de Falla de La Española, indica que la deformación continúa a muy baja-T en condiciones ya prácticamente superficiales. Esto es consistente con el carácter vesicular de los basaltos del Mb. Rodeo, emitidos a unas condiciones de baja presión que permiten su desgasificación.

4.3.4. Las fallas y lineamientos

La Hoja de Diferencia está afectada por tres zonas de fallas regionales de dirección SE-NO y multitudes de fallas y lineamientos de dirección SO-NE, SE-NO, SSE-NNO, SSO-NNE y NS.

Las tres grandes zonas de fallas, ya comentadas anteriormente son, del SO al NE:

La falla Bonao-La Guacara en la esquina SO de la Hoja, limitando al norte la banda blastomilonítica de tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

La zona blastomilonítica de anfibolitas y tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia que cruce el centro de la Hoja separando la Fm. Tireo al SO del C. Duarte al NE.

Las fallas del sur de la Zona de Falla de la Española, en la esquina NE de la Hoja, que limitán el Dominio Magua Tavera.

Estas complejas zonas de fallas regionales corresponden principalmente a desgarres senestros subverticales jalonados por lentejones de rocas ultramáficas serpentinizadas y diques foliados de leucogranitos aplíticos.

Entre estas zonas de fallas mayores se han cartografiado fallas paralelas, algunas, en el C. Duarte del NE de la Hoja, jalonadas por serpentinitas o leucogranitos deformados, y localmente con componente cabalgando hacia el SO. En la Fm. Tireo, del centro y sur de la Hoja, las condiciones de afloramiento no favorecen la cartografía de estos accidentes que ciertamente complican las estructuras aparentemente sencillas. Algunas zonas con cuarzo deformado subrayan estas zonas de cizallamiento.

El sistema de fallas y lineamientos subverticales de dirección conjugadas SO-NE y SE-NO, cruza la totalidad de la Hoja. Corresponden a fracturas R y R' de Riedel y P de Skempton, en relación con los grandes desgarares regionales SE-NO. Se han cartografiado en discontínuo para subrayar el carácter de lineamiento. Pero las observaciones de campo están apoyadas también por la imagen aeromagnética. En esta, la dirección SO-NE por ejemplo es muy nítida y limita hacia el SE, el batolito de Loma Cabrera detectado por el aeromagnetismo, bajo la Fm. Tireo (Fig. 4). El arroyo Manacla y un afluente del río Magua subrayan este accidente; El río Ámina y su afluente el río de Abajo siguen la traza de una accidente paralelo.

El sistema SSO-NNE, subvertical, está subrayado principalmente por el curso del río Magua, en el centro de la Hoja, y por el curso arriba del río Ámina, en la parte este. El río Cenovi sigue la traza del sistema de falla NS, subvertical

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Diferencia presenta una fisiografía muy accidentada y montañosa, La zona más elevada se encuentra en borde meridional (Loma de los Platicos: 2522m.), desde donde la topografía desciende rápidamente hacia el noreste, y más lentamente hacia el noroeste.

La parte septentrional presenta un relieve algo menos accidentado y con alturas menores (Loma de la Guazumita: 908 m. y el Pico El Rubio: 991m.),

La red de drenaje de la Hoja se dispone aproximadamente hacia el NE en la. Así, los principales cauces fluviales son los ríos Magua y Ámina, que corren hacia el NE desde el limite meridional de la Hoja.





Diferencia (vista NS desde Los Ramones: 07PU9204;Lat: 19,32622; Long:-71,23429)

5.2. Análisis geomorfológico

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

5.2.1. Estudio morfoestructural

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

La Cordillera Central es el principal sistema montañoso de la isla y la Hoja de Diferencia comprende relieves pertenecientes al denominado macizo del Noroeste, DE LA FUENTE (1976).

5.2.1.1. Formas estructurales

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

Otras formas estructurales derivadas de la diferente respuesta de la litología a los agentes externos se relacionan con la existencia de diques o variaciones composicionales o de alteración de masas rocosas que al ser sometidos a erosión diferencial configuran <u>crestas</u>, <u>barras rocosas y resaltes estructurales subverticales</u>.

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

5.2.2. . Estudio del modelado

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

5.2.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Central, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los <u>coluviones</u>, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial

5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. Los <u>fondos de valle</u> son escasos aunque aparecen representados en la Cordillera Central. No puede descartase que algunos de ellos puedan asimilarse a dambos (Clark *et al.*, 2002). Los dambos son depresiones alargadas en áreas de cabecera sin canal neto, inundadas estacionalmente y recubiertas de vegetación herbácea. Son frecuente denominadas como "sabanas" en la Hoja topgrafica.

Se han identificado niveles de <u>terrazas</u> aunque su tamaño y distribución, así como la escala de trabajo a dificultado su representación cartográfica obligando a agruparlas en un único conjunto.

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

5.2.2.3. Formas por meteorización química

Los berrocales graníticos incluyen formas, mayores y menores (dorsos de ballena, bolos, domos rocosos, nubbins, etc.) son modelados, 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 órgano biológicos con la roca a escala regional. Las aguas subterráneas aprovechan las zonas de debilidad del substrato debidas a la mineralogía, textura, densidad de fracturación generándose tendencias particulares en el desarrollo del relieve de un macizo rocoso. Las formas de corrosión química que también pueden denominarse grabadas evolucionan en dos etapas. La primera se refiere a su evolución cuando todavía están inmersas en el frente de alteración. Dicha evolución queda referida a los factores anteriormente aludidos. Esta etapa siempre tiene lugar en condiciones subterráneas. La segunda etapa implica la denudación del regolito así formado "grus" y la exposición del frente de alteración. Esta acción se habría realizado a cargo de la red de

drenaje. Una vez la roca granítica queda expuesta a la atmósfera y libre del regolito que la retenía y le proporcionaba cierta humedad tiende a permanecer relativamente estable. Esta estabilidad se rompe en condiciones climáticas particulares, es decir en climas húmedos y cálidos pudiendo evolucionar con posterioridad a su exposición aérea.

5.2.2.4. 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 las <u>superficies de erosión</u> que aparecen en la Hoja.

Es innegable la existencia en la Hoja de retazos de <u>superficies de erosión</u> ya que en ocasiones pueden observarse los materiales geológicos, especialmente los que presentan estratificación, completamente biselados. Sin embargo estas superficies de erosión son macroformas completamente degradadas y con poca representación cartográfica en la parte septentrional de la Hoja.

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

Un rasgo característico de la zona es la frecuente presencia de un manto de alteración que ha sido prácticamente desmantelado en diversas áreas mientras que en otras puede todavía reconocerse. Este rasgo hace sospechar en que las superficies de erosión que hemos considerado anteriormente puedan ser asimilables a lo que en la literatura se conoce como formas de corrosión química en este caso "llanuras de corrosión química" grabadas (del inglés etchplains) TWIDALE (1989a y b) especialmente aquellas que afectan a un substrato de origen ígneo. Una llanura grabada es una superficie de erosión formada primeramente por una profunda intemperización o alteración y posteriormente, retrabajada por la erosión que habría evacuado el total o parte del material alterado para formar una superficie a un nivel inferior.

5.3. Formaciones superficiales

Las formaciones superficiales son conjuntos litoestratigráficos formados por materiales frecuentemente no coherentes o secundariamente consolidados, relacionados con la evolución reciente del relieve, y con un espesor máximo de orden decamétrico y edad

cuaternaria o pliocuaternaria. Estas formaciones pueden ser cartografiadas y ser definidas atendiendo a atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología. A continuación se relacionan las unidades cartografiadas y sus principales características.

5.3.1. Formaciones gravitacionales

5.3.1.1. Arcillas y arenas con cantos. Coluviones (b). Holoceno

En general se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa y arcillosa. La forma de los cantos es angulosa. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno. También se dan en diversas vertientes de la Cordillera Central de substrato volcánico o volcanosedimentario.

5.3.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

5.3.2.1. Gravas, arenas y Limos. Fondos de valle y terrazas (a). Holoceno

Estos depósitos se caracterizan por presentar de gravas polimícticas dispuestas en niveles lenticulares con base erosiva, poco continuos lateralmente y amalgamados con abundantes lentejones de arenas grises. A su techo, generalmente se dispone un tramo de limos rojizos de inundación o procedencia lateral de potencia variable entre pocos centímetros y varios metros. Las gravas presentan tamaños entre 3 y 10 centímetros, pero pueden incluir bloques decimétricos. Presentan matriz arenosa, ocasionalmente limosa, normalmente poco cementada. Su litología es muy variada, incluyendo materiales procedentes del desmantelamiento de los relieves de la Cordillera Central. Aunque su espesor no es visible en punto alguno, su valor máximo, de unos 20 m, debe registrarse en la zona apical, disminuyendo progresivamente hacia las zonas distales.

5.3.3. Formaciones por meteorización química

5.3.3.1. Arcillas. Argilizaciones (c). Pleistoceno-Holoceno

Las arcillas rojas resultantes de los procesos de argilización constituyen el producto de alteración más característico de la región, extendiéndose tanto por las zonas montañosas como por las llanuras. Se asocian a los materiales volcánicos y sedimentarios cretácicos, pero a los cuerpos intrusivos, sobre los que se desarrolla la arenización. Son típicas arcillas rojas de aspecto homogéneo debido a la destrucción completa de la roca original por la hidrólisis total de los silicatos, favorecida por un ambiente tropical.

Su espesor varía considerablemente, desde algunos centímetros hasta valores cercanos a 10 m. Otro tanto puede decirse de su edad, ya que si bien la argilización es un proceso activo hoy en día, su génesis debió iniciarse con la emersión de la región durante el Terciario.

5.3.3.2. Arenas eluviales. Grus. Pleistoceno-Holoceno

Constituyen el producto de la hidrólisis de los silicatos constituyentes de los cuerpos intrusivos, desarrollados de forma más patente en el caso de los de mayor acidez. Conforman un manto irregular o regolito cuyo espesor varía considerablemente en función de la composición de la intrusión, aumentando en cualquier caso en las zonas de fractura, donde aumenta la capacidad de penetración del agua. Su génesis esta relacionada con la corrosión química a la que se ha aludido al hablar de las formas grabadas (ver 2.2.3).

Aparecen como una arena gruesa enriquecida en cuarzo y feldespatos, con un grado de consolidación variable, pero en general bajo. En función de la densidad del diaclasado y de la efectividad del proceso, pueden ir acompañadas por bloques generalmente subredondeados de roca no alterada. Aunque se trata de un proceso cuyo desarrollo es reciente, Clark et al. (2002) data el regolito desarrollado sobre el granito alterado en una edad inferior a 12,570 años por el método del carbono 14, probablemente se iniciase con su exposición subaérea, en un momento impreciso del Terciario.

5.4. Evolución e historia geomorfológica

La practica totalidad de la Hoja de Diferencia se encuentra sobre materiales de zócalo cuya morfología se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de la historia geológica de la isla: 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 la incisión fluvial fue configurando la geometría actual.

Los márgenes septentrionales de la Cordillera Central muestran diversas superficies de erosión que afectan amplias zonas de la mitad septentrional de la Hoja. Existe una cierta variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos por lo que no puede afirmarse a ciencia cierta que se trate de una única superficie; a pesar de todo algunos de ellos retazos pueden correlacionarse con la superficie de erosión del alto del Roblito en la vecina Hoja de Mao, una de las mejor conservadas y que puede datarse entre el oligoceno y el mioceno.

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

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



Foto 40: Deslizamiento de la antigua carretera Trujillo, en la Loma de los Platicos al sur de la Hoja de Diferencia (07PU9389; Lat: 19,20983; Long: -71,12242)

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que afloran son los del C. Duarte correspondiendo a una meseta oceánica del Cretácico Inferior sobre la cual se dezarrolló la Fm. Tireo de arco de islas durante el Cretácico Superior. El vulcanismo de la Fm. Tireo es submarino, y evoluciona desde un quimismo de tipo toleítico a otro de tipo calcoalcalino a lo largo del Cretácico Superior. En parte de modo contemporáneo al depósito de los materiales vulcanosedimentarios de la Fm. Tireo tiene lugar el emplazamiento de batolitos, con dominante gabrodiorítica y tonalítica, representados en la Hoja de Diferencia, por la terminación sur del batolito de Loma Cabrera, las tonalitas foliadas de Manacla-Difrencia y la extremidad NE del batolito de El Bao. La historia post Cretácico Superior está registrada por la Fm. Magua, serie compleja, en parte sin tectónica, ligada a la evolución de la Zona de falla de La Española entre el Eoceno Inferior y el Oligoceno Inferior.

No afloran en la Hoja de Diferencia los terrenos del Dominio Valle del Cibao.

Para comprender la historia geológica de la Hoja de Diferencia hay que situarse dentro de un contexto geológico y temporal mucho más amplio. La historia geológica de la isla de La Española, desde el Cretácico Superior, es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña; el límite entre ambas placas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos.

La Hoja de Diferencia cubre los Dominios Cordillera Central y Magua-Tavera, que constituyen una alineación NO-SE de montañas y cuencas que recorre buena parte de la isla. Dado que los límites de estos dominios superan a los de la Hoja, se hará referencia a las Hojas adyacentes, principalmente las que constituyen los cuadrantes (1/100.000) de Mao, Dajabón y Restauración, los 3 cartografiados durante este proyecto.

Dentro de la evolución paleogeográfica de la región pueden diferenciarse tres grandes etapas:

- La historia ante Cretácico Superior, encontrada en el C. Duarte,
- La historia <u>Cretácico Superior</u> con el desarrollo de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central (Fm. Tireo)
- La historia post arco Cretácico Superior registrada por el Dominio Magua-Tavera.

6.1. Historia pre-Cretácico Superior

La historia geológica del Jurásico superior y Cretácico Inferior está lejo de ser conocida con precisión. La existencia de la Zona de Falla de la Española ha colocado cerca terrenos con

evoluciones diferentes en el Cretácico Inferior. Al norte, se desarrolla un arco isla, representado por las formaciones Los Ranchos y Ámina-Maimón, que no está nunca al Sur de la falla de la Española. Sobre la evolución del arco Cretácico Inferior se han publicado diversas hipótesis cuya evaluación está pendiente de disponer de edades y datos geoquímicos precisos. Draper y Gutiérrez Alonso (1996) proponen una subducción hacia el norte en ese tiempo, y su posterior cierre estaría provocado por un proceso de colisión-obducción (Aptiano-Albiano) en el que se verían implicadas principalmente las rocas del C. Duarte y la Peridotita Loma Caribe. Sigue la subducción de la litosfera atlántica bajo la caribeña. Así, la construcción de este arco insular se produjo en un contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica.

6.2. Arco insular del Cretácico Superior

Aunque en la paleogeografía de detalle existen ciertas dudas, el reconocimiento de los materiales generados durante la actividad del arco insular ha permitido establecer los rasgos generales de la paleogeografía del Cretácico Superior (Cf. Hoja de Restauración; G. Stein 2004). Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal que se localiza según una banda de dirección aproximada NO-SE, y cuya construcción se relaciona con una intensa actividad magmática de tipo calcoalcalino. Este episodio volcánico está representado por litologías de composición bimodal, ácidas e intermedias-básicas. Esta actividad magmática no se mantiene constante a lo largo del tiempo, sino que existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se desarrollan procesos puramente sedimentarios. Entre ellos hay que destacar el depósito de sedimentos, principalmente durante la etapa del Campaniano.

Síncronos de esta actividad volcánica mencionada, existen numerosos cuerpos plutonovolcánicos e hipoabisales, equivalentes más profundos, o incluso material de la cámara magmática, ya que, tanto los estudios de campo, como petrológicos y geoquímicos, muestran una conexión entre las facies plutónicas y volcánicas. El emplazamiento de estos cuerpos debió producirse, a finales del Cretácico y comienzos del Terciario, entre todos ellos destaca por sus dimensiones batolíticas el de Loma Cabrera, que ocupa gran parte de las Hojas de Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Jicomé y Diferencia.

6.3. Historia post arco Cretácico Superior - Dominio de Magua-Tavera

El Dominio Magua-Tavera parece ser muy ligado a la actuación de la gran Zona de Falla de La Española entre el Paleoceno y el Oligoceno, debido a que sus depósitos se encuentran limitados a la zona de falla en toda la región y a la distribución y tipo de sedimentos o rellenos. El movimiento de la Zona de Falla de La Española produce, en el sector NO de la Cordillera Central la formación, relleno y deformación de las cuencas de Tavera y San José de Las Matas, interpretadas por Coleman & Winslow (2002) como cuencas en "*pull-apart*". El relleno de la cuenca de Tavera ha sido controlado tectónicamente por las Fallas de Inoa y Ámina, que limitán espacialmente la Zona de Falla de La Española. Dicho relleno está compuesto por los conglomerados, areniscas y lutitas del Grupo Tavera de edad Paleoceno-Eoceno. Las fases transpresivas más tardías, asociadas a la Zona de Falla de La Española, producen la reactivación de las fallas que limitan la cuenca y el plegamiento del Grupo Tavera.

Desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad, los movimientos transpresivos producen el levantamiento de la Cordillera Central.

Un episodio laterítico, ligado a la conjunción de una fuerte errosión resultando de dicho levantamiento y periodos de clima tropical con fuerte pluviosida, se marca en el Dominio Cordillera Central, en la Hoja de Diferencia, por los relictos de arcillas rojas entre 700 y 1350 m de altitud.

El encajonamiento de la red hidrográfica es testigo también del levantamiento actual de la Cordillera Central.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

El clima dominante en la Hoja de Diferencia es tropical, aunque influenciado por la gran altura que presenta la Hoja, con variaciones en la temperatura anual media entre 18 y 24°C. Las precipitaciones anuales medias son de 1800 mm/a. El régimen de precipitaciones es de tipo bimodal con épocas de lluvias en Mayo y en Agosto-Noviembre.

La red de drenaje de la Hoja es, globalmente, de sur a norte respecto a la Cordillera Central, drenándola perpendicularmente a su eje aproximado ESE-ONO. Los principales cauces fluviales son, de este a oeste:

- El arroyo Higua, en el borde NE de la Hoja, que fluye hacia el norte, hasta su confluencia con el río Ámina en la Hoja de Janico.
- En la esquina SE de la Hoja, los arroyos Antonsape Bueno y Malo y Las Lagunas fluyen hacia el SE, hasta la confluencia con en río Bao, en las Hojas de Manabau y Janico.
- el río Ámina, nace en el límite norte de la Hoja de Lamedero y sur de la Hoja de Diferencia (Loma de Los Platicos). Drena, del sur al norte, la mitad este de la Hoja, con un gran meandro tectónico entre Diferencia y La Culata.
- El río Magua, como el río Ámina, nace en el extremo norte de la Hoja de Lamedero, y drena, del sur al norte, la totalidad del centro de la Hoja de Diferencia.
- El río Cenovi sigue el borde oeste de la Hoja.

71,12261)

- El arroyo La Laguna, afluente del río San Juan, en la Hoja de Lamedero, drena, del norte al sur, la extremidad SO de la Hoja de Diferencia.

Aparte de estos cauces principales hay multitud de cañadas y arroyos de montaña que drenan los macizos montañosos dando lugar a barrancos con fuerte incisión lineal. La textura de drenaje es de tipo dendridítico con densidad de media a fina.



No se dispone de datos fluviométricos dentro de la Hoja, que posee en su interior recursos hidrológicos importantes con los ríos Cenovi y Magua, afluentes del río Mao, que abastecen la presa de Monción y el río Ámina afluente del río Yaque del Norte.

7.1.2. Hidrogeología

Las metavolcanitas básicas del C. Duarte (Jurásico Superior y Cretácico Inferior) tienen una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja. La zona meteorizada es demasiado reducida (métrica) y arcillosa, para favorecer el desarrollo de un acuífero superficial. Cubren una banda SE-NO con bosque, cultivos de café y pasto.

La serie volcano-sedimentaria de composición básica-intermedia a ácida de la Fm. Tireo cubre los dos tercios de la Hoja. Presenta una porosidad y una permeabilidad baja, que no favorece el desarrollo de acuíferos.

De la diversidad de los intrusivos de la terminación sur del batolito de Loma Cabrera resulta una heterogeneidad de las características hidrogeológicas.

Las gabro-dioritas tienen una permeabilidad media a baja por fracturación. Los espesores de suelos y coluviones son reducidos, impidiendo la formación de acuíferos superficiales. La porosidad profunda, cuando existe, es una porosidad de fracturas en zonas tectonizadas, considerada como porosidad baja.

Al contrario, las tonalitas desarrollan frecuentemente suelos arenosos, con espesor variable, que podría alcanzar unas decenas de metros, con permeabilidad alta. En profundidad, la porosidad y la permeabilidad, de tipo fractura, a lo largo de las fallas, varia de baja a alta en funcción de la presencia o no de arcillas en las fracturas.

Las arcillas rojas de tipo laterítico que suprayacen localmente las tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia, no favorecen la permeabilidad superficial de dichas tonalitas.

La Fm. Magua (Paleoceno - Eoceno Superior) cubre la esquina NE de la Hoja de Diferencia. Los basaltos, y particularmente las brechas basálticas, son los más representados y tienen una porosidad y permeabilidad media. Constituyen buenos acuíferos superficiales y profundos, con buenas condiciones de abastecimiento en aguas superficiales. Además, son las unidades más fracturadas por el corredor de la Zona de Falla de La Española, lo que aumenta la porosidad y permeabilidad de fractura, tanto en superficie como en profundidad.

Las unidades cuaternarias, constituidas por coluviones de piedemonte y depósitos arenosos de fondo de valles, son muy porosas (porosidad intergranular) y permeables. Sin embargo, constituyen, en la Hoja, volúmenes muy reducidos que no pueden calificarse de acuíferos, salvo en la zona de Diferencia y Manacla donde las terrazas bajas están aprovechadas por los cultivos de café.

7.2. <u>Recursos minerales</u>

La Fm. Tireo, es conocida por su potencial minero ligado al carácter vulcanosedimentario de la serie: investigaciones para oro epitermal y posible pórfidos de cobre en la Hoja de Restauración por el Japan International Cooperation Agency (JICA) y Metal Mining Agency Of Japan (MMAJ), 1984), la Rosario Dominicana y el Proyecto SYSMIN "Depósitos Auríferos de Restauración" (Joubert et al.1998) y en el sector de Mata Grande en la Hoja de Janico (Espaillat Lamarche, 1983).

La Fm. Tireo cubre los dos tercios sur de la Hoja de Diferencia, protegidos por el Parque Nacional Armando Bermúdez.

Los aluviones de los arroyos y ríos estaban antiguamente lavados para oro (Foto 42). Localmente la toponimía recuerda esta época, como La Loma del Oro en la esquina SE de la Hoja.



7.3. Oro y sustancias polimetálicas

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica		
Hidrotermalism o con pirita	07MJ9092	19.17989	-71.00145	Pirita en los cloritoesquistos, con bloques cm a dcm , moldeado por Sp, de riodacita hidrotermalizada; clorita con micropliegue de tipo kink	Fm. Tireo		
Hidrotermalism o con pirita	07MJ9111	19.16989	-71.01320	Pirita fina (30%) bandeado en los esquistos gris verde, fino: Cañada de Aguita fria	Fm. Tireo		
Indicio de cobre	07MJ9153	19.26176	-71.02833	Malaquita en meta basalto tectonizado, con inyección m de tonalita	C. Duarte		
Indicio de cobre	07MJ9169	19.27786	-71.04803	Malaquita en meta basalto	C. Duarte		
Hidrotermalism o con pirita	07MJ9188	19.21173	-71.00969	Pirita frecuente en vetillas dentro de las anfibolitas con tramos de tonalita (>10m) foliada	C. Duarte		
oro aluvial	07PU9044	19.28009	-71.07379	Terraza del río Ámina con trazas de lavadero de oro	Aluviones		
Indicio de cobre	07PU9051	19.27622	-71.05656	micro gabro y diorita inyectados por lentes de cuarzo dm a semi m con óxidos de Cu	Batolito Loma cabrera		
oro aluvial	07PU9076	19.33113	-71.16948	Depósitos aluviales con antiguos lavaderos de Oro (hasta 1x120g)	Aluviones		
oro aluvial	07PU9249	19.33242	-71.22594	Río Cenovi con aluviones métricos con antiguos lavadero de oro - bloques de diorita	Aluviones		
Indicio de cobre	07PU9395	19.27794	-71.04943	Zona fracturada silicificada en metabasaltos con malaquita y óxidos de cobre en las grietas	C. Duarte		
oro alluvial	07PU9400	19.27349	-71.05783	Valle aluvial del río Ámina con cantos redondeados a subangulosos polim a dm	Aluviones		
Tabla 5: Síntésis de los indicios de la Hoja de Diferencia							

El C. Duarte y la Fm. Magua no presentan un interés minero a pesar de los pequeños indicios de cobre ligados a los basaltos.

Los indicios encontrados durante esta cartografía están ubicados en la Fig. 35 y detallados, a en la Tabla 5 de síntesis.



Durante esta cartografía, se ha comprobado , en la Fm. Tireo, la presencia de un hidrotermalismo fuerte en las facies proximales, lavas, brechas ácidas a intermedias y en las zonas de fallas, más débil en las facies epiclásticas distales y finas.

República Dominicana Cartografía geotemática Proyecto K En la extremidad SE de la Hoja (sector de la Loma del Oro, entre los arroyos Antonsape Malo y Arroyos Las Lagunas), el hidrotermalismo se marca por una una cloritización intensa y una diseminación de pirita fina. Localmente, los esquistos gris-verdes presentan un bandeado de niveles milimétricos a centimétricos de pirita tendentes a lentejones métricos de rocas con el 30% de pirita (La cañada de la Aguita Fría: 07MJ9111;Lat: 19,16989;Long:-71,0132). Las difíciles condiciones de accesos y afloramientos no permiten evaluar correctamente las dimensiones de estos lentejones.

Los basaltos de la Fm. Magua o del C. Duarte, presentan localmente manchas de color verde y/o azul, correspondiendo a carbonatos de cobre ligados a la presencia de Cu en la composición de las rocas basálticas. Este tipo de indicios no representa un potencial minero.

7.4. Rocas industriales y ornamentales

Las pegmatitas de tonalitas horbléndicas del Alto de Juan Fino, al NO de la Hoja, en la terminación SO del batolito de Loma Cabrtera (07MJ9299;Lat:19,31644;Long:-71,1864) podrían representar un potencial para las rocas ornamentales a la condición de disponer de afloramientos frescos y poco fracturados, lo que no es el caso de los observados.

Los basaltos del C. Duarte, las autobrechas brechas basálticas de La Fm. Magua y las gravas de las terrazas de la zonas de Manacla-Diferencia o de Los Ramones representan un interés como áridos para el matenimiento de la red local de carreteras

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. Introducción

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

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

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

8.2. Relación de los Lugares de Interes Geológicos.

El relieve de la Cordillera Central en que está localizado la Hoja de Diferencia es abrupto. La mitad sur de la Hoja de Diferencia, está protegida por el Parque Nacional Armando Bermúdez. Los afloramientos son escasos, en general de mala calidad y los accesos difíciles en la ausencia de carretera.

La mitad norte de la Hoja, donde se cultiva el café, es más accesible, con las carretera de accesos a las principales poblaciones de Diferencia, Manacla, los Ramones y La Ciénaga, Se han seleccionado cuatro puntos como Lugares de Interés Geológico, situados en esta zona norte de la Hoja.

N° de	Lat. (°dec) WGS84	Long (°dec)	Provincia	Municipio	Paraje
1a	19,32948	-71,07702	Santiago	Manacla	08MJ9262
1b	19,31902	-71,07918	Santiago	Manacla	08MJ9265 – El Naranjito
1c	19,30412	-71,08611	Santiago	Manacla	07MJ9273
1d	19,29695	-71,0898	Santiago	Manacla	07MJ9278
2	19,29999	-71,10905	Santiago	Manacla	07MJ9282:Sillón del Palacio (anfibolita)
3	19,30005	-71,11291	Santiago	Manacla	07MJ9284
4	19,31644	-71,1864	Santiago	Los Ramones	07MJ9299 (Alto de Juan Fino) Pegmatita

Tabla 6: Situación y coordenadas de los Lugares de Interés Geológico de la Hoja de Diferencia

El primer L.I.G. corresponde al corte de la carretera La Cuatro Esquina (sur de la Hoja de Monción) - El Narangito-Manacla, donde pueden observarse las facies de metabasaltos del Complejo Duarte y el contacto con las tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia.



Fig. 36– Situación de los Lugares de Interés Geológico de la Hoja de Diferencia

El segundo L.I.G. se localiza en la carretera Manacla-Los Ramones, en las anfibolitas del Complejo Duarte con aplitas deformadas.

El tercer L.I.G. se localiza en la misma banda de anfibolitas del Complejo Duarte con intrusión deformada de leucotonalita aplítica.

El cuarto L.I.G. propuesto es un afloramiento de pegmatita de tonalita horbléndica.

8.3. Descripción de los Lugares

Se describen cinco L.I.G. situados con condiciones de acceso facil. El interés principal es petrológico y geomorfológico. Por una posible utilización se pueden catalogar como didácticos y científicos, en tanto que el ámbito de influencia es regional.

8.3.1. L.I.G. Nº 1 Metabasaltos del Complejo Duarte y tonalita foliadas de Mnacla-Diferencia (carretera La Cuatro Esquina-Naranjito-Manacla

La carretera El Rubio-La Cuatro Esquinas (en el sur de la Hoja de Monción) es el principal acceso a la parte norte de la Hoja de Diferencia. Dicha carretera, entre el límite norte de la Hoja (El Naranjito) y Manacla (al oeste de Diferencia), ofrece un buen corte de los

metabasaltos del Complejo Duarte (facies subesquistos verdes, esquistos verdes) en los cuales se han distinguidos dos facies principales, observables, entre otros, en los siguientes afloramientos:

- 1a:metabasaltos porfídicos, muy poco deformados, localmente magnéticos de la parte inferior del Complejo Duarte en esta zona; con posible colada en el punto (08MJ262; Lat: 19,32948;Long: -71,07702);. Se trata de basaltos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, a menudo como cumulados.
- 1b: metabasaltos porfídicos con una esquistosidad facoidal, muy magnéticos (08MJ9265, Lat: 19,31902;Long: -71,07918). La meteorizacíon de los fenocristales da a la roca un aspecto cavernoso. La facies de cumulados se observa en la curva de El Naranjito.
- 1c: metabasaltos afíricos, no magnéticos, de la parte superior del Complejo Duarte, en esta zona (08MJ9273, Lat: 19,30412;Long: -71,08611).

Desde el punto 1C puede observarse, mirando al sur, el valle del río Ámina y el Pueblo de Manacla, con los relictos de arcillas rojizas lateríticas sobre las tonalitas en depresión comparativamente a los metabasaltos.

Llegando a la primera casa del cruce de Manacla se observa el contacto de los metabasaltos con las tonalitas foliadas de Manacla-Diferencia. En este sector las tonalitas son de grano grueso y los enclaves micogranudos básicos están deformados con una lineación de estiramiento subhorizontal.



Hoja de Diferencia (5973-I) Memoria





NS desde la carretera El Rubio-La Cuatro-Esquina-Manacla (07MJ9273; Lat: 19,3035;Log: -71,08651)

8.3.2. L.I.G. N° 2: Anfibolitas del Complejo Duarte con aplitas deformadas: El Sillón del Palacio

El acceso al L.IG. Nº 2 es fácil por la carretera sin asfaltar Manacla-Los Ramones. Está ubicado a cerca de 2.5 km al oeste del Cruce de Manacla. En este tramo puede observarse las alteraciones rojizas conservadas de manera privilegiada en esta zona de depresión correspondiendo a las tonalitas foliadas.

El afloramiento de anfibolitas del Complejo. Duarte (Foto 48) presenta diques de leucogranitos aplíticos ligados a la terminación SE del batolito de Loma Cabrera. con una esquistosidad paralela a la foliación de las anfibolitas, buzando al SO (N150°E-60°SO).


En el plano de foliación de las anfibolitas los anfíboles no están orientados. El intento de datación de la deformación y/o del metamorfismo de contacto, por método Ar-Ar sobre las anfíboles de las anfibolitas ha resultado negativo

En un afloramiento situado al lado (Foto 49), en el piso de la carretera se observa una intrusión decimétrica de material, de color beige (aplítico?) alterado, sin esquistosidad visible, brechificando las anfibolitas encajantes.

8.3.3. L.I.G. N° 3: Anfibolitas del Complejo Duarte con leucogranito aplítico deformados

El L.IG. N°3 está ubicado en una curva de la carretera Manacla-Los Ramones, a cerca de 500 m al oeste del L.I.G. N°2.

La deformación de las leucotonalitas intrusivas en las anfibolitas del C. Duarte es, aqui, muy fuerte, subrayada por pliegues centimétricos a decimétricos y boudinage, con lineación de estiramiento subhorizontal, de dirección NS. La foliación es N170°E-50°SO.





El interés de este punto es fundamentalmente científico, con contenido esencialmente tectónico y petrogáfico. Su importancia puede considerarse como de nivel regional.

8.3.4. L.I.G. N°4 Pegmatita tonalítica: Alto de Juan Fino

El L.I.G. N° 4, está ubicado en la esquina NO de la Hoja de Diferencia, en el borde sur del batolito de Loma Cabrera, a cerca de 4 km al NO del pueblo de Los Ramones.

Se accede facilmente, como para el L.G.I. Nº 3, por la carretera sin asfaltar Manacla-Los Ramones-La Loma Bajita o desde el NO de la Hoja, por la carretera sin asfaltar Jicomé-Los Ramones.

Hoja de Diferencia (5973-I) Memoria

Entre los gabros de grano grueso de La Loma de La Guazumita y la tonalita del Alto de Juan Fino, en el borde de la carretera se observan en 1 km, varios afloramientos de una espectacular pegmatita de tonalita hornbléndica. Los megacristales idiomorfos pluricentimétricos a decimétricos (hasta 20 cm de largo) de hornblenda verde oscuro a negro, se destacan del fondo blanco cuarzofeldespático, ligeramente alterado. Localmente se trata de un verdadero cumulado de megacristales de horblenda, restos de fusión y sedimentación magmática de los anfíboles, durante la cristalización en profundidad de la tonalita.



Foto 53: Pegmatita tonalítica con cristales décimétricos de anfíboles (07MJ9298) (Lat: 19,31763; Long: -71,18492)

Foto 54: Pegmatita tonalítica con cristales décimétricos de anfíboles (07MJ9299-a) (Lat: 19,31763; Long: -71,18492)



Foto 55: Pegmatita tonalítica con cristales décimétricos de anfíboles (07MJ9299-b) (Lat: 19,31763; Long: -71,18492)

Petrograficamente, las rocas de este sector, correspondiendo a la terminación SO del batolito de Loma Cabrera, son muy heterogéneas: gabros de grano grueso tendentes a

cumulados, dioritas, tonalitas, enclaves esquistosados, pegmatitas, diques máficos y aplíticos y anfibolitas en la zona de metamorfismo de contacto del batolito.

El interés de este punto es fundamentalmente científico, con contenido esencialmente petrogáfico. Su importancia puede considerarse como de nivel local o regional.

9. Bibliografía

AMARANTE, J.F. & GARCIA, J.M., 1990. Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranjo. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Tecnica. p. 1-134.

AMARANTE, J. F. & 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. & ALEVA, G. J. J., 1990. Lateritic bauxites. Elsevier. p. 1-624

BARRETT, T.J. & MACLEAN, W.H., 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. En: Barrie C. T. and Hannington M. D. eds. Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings. p. 101-131.

BELLON, H., VILA, J.M., & 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 Laboratoir 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. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 201-230.

CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE), 1999. Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E (7-ACP-DO-074), Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.

CABANIS, B. & LECOLLE, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de*

l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 309, p. 2023-2029.

CLARK, M. G., HORN, S. P. & KENNETH, O. H., 2002. High-Elevation Savanna Landscapes in the Cordillera Central, Dominican Republic, Hispaniola. *Mountain Research and Development*, 22, p. 288-295.

COLEMAN, A. J. & WINSLOW, M. A., 2002. Tertiary tectonics of the Hispaniola fault zone in the Northwestern Piedmont of the Cordillera Central, Dominican Republic. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 15, p. 73-86.

CONTRERAS, F., 2004. Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 nº 5974-II (Monción) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

COOKE, C. W., 1920. Geologic reconnaissance in Santo Domingo (Abst). *Geological Society of America, Bulletin,* 31, p. 217-219.

COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR).

CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. & GREEN, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: Crawford A. J. ed. Boninites, Unwin Hyman, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR)

CRIBB, J. W., JIMENEZ, J., LEWIS, J. F. & SUTTER, J. F., 1989. (super 40) Ar/ (super 39) Ar ages from Loma de Cabrera Batholith; implications for timing of tectonic events in northern Hispanola; Geological Society of America, 1989 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America,* 21, p. 267.

CRIBB, J.W., 1986. Petrology and geochemistry of the eastern Loma de Cabrera Batholith. M.S. thesis. The George Washington University. p. 1-122.

DE ZOETEN, R., 1988. Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Dissertation.

DEFANT, M. J. & DRUMMOND, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature (London)*, 347, 6294, p. 662-665.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. & SOLÉ PONT, F. J., 2002. Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 163-181.

DOLAN, J., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J. & MONECHI, S., 1991. Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 217-263.

DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J.F., MAURY, R., SCHELLENKENS, H., SMITH, A.L., WADGE, G. & 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-ALONSO, G.**, 1997. La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Española y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, p. 299.

DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. & 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. & LEWIS, J. F., 1991a. 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,

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991b. Metamorphic belts in central Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 29-45.

DUPUIS, V., LAPIERRE, H., POLVE, M., BOSCH, D., HERNANDEZ, J., MERCIER DE LEPINAY, B., MAURY, R. & TARDY, M., 1998. The Late Cretaceous Duarte Complex and Siete Cabezas Formation (Hispaniola); Caribbean oceanic plateau; V. M. Goldschmidt conference; extended abstracts. *Mineralogical Magazine,* 62A, p. 407-408.

ELECTROCONSULT, 1983. Estudio de pre-facibilidad del area geotermica Yayas-Constanza, Dominican Republic. unpublished report, Santo Domingo, Direccion General de Mineria. p. 1-23.

ESCUDER VIRUETE, J., 2004. Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

ESPAILLAT LAMARCHE, J. E., 1983. Mineralogia economica del area de Mata Grande. Economic mineralogy of the Mata Grande area. *Geominas (Santo Domingo),* 2, p. 25-28.

FEIGENSON, M., 1977. The strontium-isotope geochemistry of a tonalite batholith of the Dominican Republic. *Year Book - Carnegie Institution of Washington*, p. 870-878.

FEIGENSON, **M.D.**, 1978. The petrology and geochemistry of the Loma de Cabrera Batholith of the western Dominican Republic. Dissertation.

FRIEDMAN, R., 2004. Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

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, Berlin, Federal Republic of Germany (DEU), Federal Republic of Germany (DEU).

HALDEMANN, E.G., BUCHAN, R., BLOWES, J.H., & 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

Hoja de Diferencia (5973-I) Memoria

American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc. International laterite Symposium. p. 57-84.

HERNAIZ HUERTA, P.P., 2000. Programma 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.

HUGHES, C. J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS, S. E. & THOMPSON, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, p. 127-136.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadian des Sciences de la Terre*, 8, p. 523-548.

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. & LEWIS, J. F., 1987. Petrologia del area de Restauracion, Republica Dominicana. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 10, p. 445-453.

JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., & FONDEUR, L., 1998. Proyecto depositos auriferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.

KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A. D., THIRLWALL, M. F. & SINTON, C. W., 1997a. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia; elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38, p. 677-702.

KERR, A. C., TARNEY, J., MARRINER, G. F., KLAVER, G. T., SAUNDERS, A. D. & THIRLWALL, M. F., 1996. The geochemistry and petrogenesis of the Late-Cretaceous picrites and basalts of Curacao, Netherlands Antilles; a remnant of an oceanic plateau. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, p. 29-43.

KERR, A. C., TARNEY, J., MARRINER, G. F., NIVIA, A. & SAUNDERS, A. D., 1997b. The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province; the internal anatomy of an oceanic plateau; Large igneous provinces; continental, oceanic, and planetary flood volcanism. *Geophysical Monograph,* 100, p. 123-144.

KESLER, S. E., LEWIS, J. F., JONES, L. M. & WALKER, R. L., 1977a. Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, p. 91-99.

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

Hoja de Diferencia (5973-I) Memoria

KESLER, S. E., SUTTER, J. F., BARTON, J. M. & SPECK, R. C., 1991. 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.

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

LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVE, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIE, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., MERCIER DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER, F. & SENEBIER, F., 2000a. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 105, p. 8403-8421.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LEPINAY, B., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R. C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D. & COTTEN, J., 1999. Late Jurassic ocean crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology*, 107, p. 193-207.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LEPINAY, B., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R. C., HERNANDEZ, J. & LOUBET, M., 1997. Is the lower Duarte igneous complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau? *Journal of Geology*, 105, p. 111-120.

LEWIS, J. F., 1980. Granitoid rocks in Hispaniola. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe,* 9, p. 393-401.

LEWIS, J. F., 1982. Ultrabasic and associated rocks in Española. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 9, p. 403-408.

LEWIS, J. F., AMARANTE, A., BOISE, G., JIMENEZ, G. & DOMINGUEZ, H. D., 1991. Lithology and stratigraphy of Upper Cretaceous volcanic and volcaniclastic 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., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ, DRAPER, G. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acrecion y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Ceochemical subdivision of the Circum-Carribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 81-122.

LEWIS, J. F. & JIMENEZ, G., 1991a. Geologic map of the Janico-Jarabacoa-La Vega area. In:Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262,

LEWIS, J. F. & JIMENEZ, G. J., 1991b. 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.

LEWIS, J. F. & KESLER, S. E., 1973. Tonalites (Quartz Diorites) from the Cordillera Central, Dominican Republic; A Relatively Minor Plutonic Rock Type in the Greater Antilles and Nicaraguan Rise. *EOS, Transactions, American Geophysical Union,* 54, p. 490-491.

LEWIS, J. F., PERFIT, M., HORAN, S. & 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.

LOCUTURA, J., BEL-LAN, A. & 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. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 229-272.

LOUCA, K., 1990. Geological setting and base and precious metal deposits of northern Haiti; Transactions of the 12th Caribbean geological conference. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 12, p. 200-216.

LUDDEN, J., GELINAS, L. & TRUDEL, P., 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda District, Abitibi greenstone belt, Quebec; 2, Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre,* 19, p. 2276-2287.

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

MAMBERTI, M., LAPIERRE, H., BOSCH, D., JAILLARD, E., ETHIEN, R., HERNANDEZ, J. & POLVE, M., 2003. Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, 66, p. 173-199.

MANN, P., DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 1-28.

MARTIN, H., 1999. Adakitic magmas; modern analogues of Archaean granitoids; Granites; crustal evolution and associated mineralization. *Lithos,* 46, p. 411-429.

MARTÍN, M. & GÓMEZ, J.A., 2000. Programma de Cartografía Geotemática de la Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-IV (Bonao). [6172-IV]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

MAURY, C. J., 1917. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 5, p. 1-251.

MERCIER DE LEPINAY, B., 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie. p. 1-378.

MESNIER, H.P., 1980. Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. (inedito), Santo Domingo, Dirección General de Mineria. p. 1-55.

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E. A. & PINDELL, J., 1994. A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean plate. *GSA Today*, 4, p. 1-6.

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

PALMER, H. C., 1963. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic.

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: Nairm and Stehli F. eds. The Ocan Basins and Margins.

PARRISH, J. T., ZIEGLER, A. M. & SCOTESE, C. R., 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic; Paleogeography and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 40, p. 67-101.

PARRISH, R. R., RODDICK, J. C., LOVERIDGE, W. D. & SULLIVAN, R. W., 1987. Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada; Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. *Paper - Geological Survey of Canada*, 87-2, p. 3-7.

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

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

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

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. & BARRET, S.F., 1990. Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region, Geological Society of America, Boulder, Colorado. p. 404-432.

PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)

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

SAUNDERS, J.B., JUNG, P., & BIJU-DUVAL, B., 1986. Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. Bulletins of

American Paleontology, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925. Ref Type: Generic

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

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,*

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

STEIN, G., 2004. Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 nº 5974-IV (Restauración) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes; Magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publications*, 42, p. 313-345.

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

ULLRICH, T., 2004. Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. & CALKING, F. C., 1921. A geological reconnaissance of the Dominican Republic. *Geological Survey Dominican Republic Memoirs*, 1, p. 1-268.

VOKES, E. H., 1989. Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). *Bulletins of American Paleontology*, 97, p. 94.

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; Oceanic plateaus and hotspot islands; identification and role in continental growth. *Lithos*, 46, p. 43-68.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, p. 325-343.

WOOD, **D. A.**, 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, p. 11-30.