



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

DAJABON

(5874-I)

Santo Domingo, R.D. Julio 2004/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 DO). 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

Ing. Pol Urien (BRGM)

Dr Marc Joubert (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oro (GEOPREP)

MICROPALAEONTOLOGÍA

Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, foraminíferos)

Dra. Monique Bonnemaïson (Geóloga Consultora nanofosiles)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)

Dra. Catherine Lerouge (BRGM)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

Ing. Pol Urien (BRGM)

Dr. Marc Joubert (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TECNICOS Y AMBIENTALES)

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Ing. Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROPORTADA

Ing. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

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

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
- 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
- Las fotos están incluidas en la presente memoria

RESUMEN

La Hoja de Dajabón está ubicada al noroeste de la República Dominicana, en la zona frontera con Haití, a unos 200 km en línea recta de la capital Santo Domingo.

Abarca gran parte de las complejidades geológicas del proyecto K con la presencia de varios dominios geológicos. La falla de la Española, una de las mayores de la isla, atraviesa y estructura la Hoja en dirección ONO-ESE, separando los dominios Amina-Maimón al NE y Cordillera Central al SO. Está en parte ocultada por los sedimentos cenozoicos, pero nítida en la imagen aeromagnética.

- El dominio de la Cordillera Central ocupa la parte sur de la Hoja, con un conjunto volcánico-plutónico, que comprende:
 - el Complejo Duarte constituido por metabasaltos, en facies esquistos verdes, con firma de meseta oceánica, del Jurásico Superior-Cretácico Inferior
 - la Fm Tireo (anteriormente Complejo Dajabón) correspondiendo a una secuencia vulcanosedimentaria relacionada con la actividad de un arco de isla del Cretácico Superior;
 - el batolito de Loma Cabrera, gabroico-tonalítico, cuya terminación NO intruye, durante el Cretácico Superior, los términos anteriores.
- El dominio Amina-Maimón, situado únicamente al norte de la Falla de la Española, aflora en ventana en medio de las formaciones Tercio-cuatrenario. La Fm. Amina-Maimón (Cretácico Inferior), está constituida por una serie vulcanosedimentaria bimodal básica-ácida, generada, como la Fm. Los Ranchos del este de la Isla, en un arco isla submarino primitivo. Los protolitos son muy deformados, en la facies esquistos verdes. Importantes zonas gossanizadas objeto de investigaciones mineras para oro (Cerro Verde y Cerro Talanquero).
- El dominio de Magua-Tavera, inmerso en la zona de falla de la Española, incluye tanto rocas sedimentarias (conglomerados y calizas) como volcánicas (lavas y brechas riolacíticas y basálticas) del Paleoceno-Eoceno Superior.
- El dominio del Valle de Cibao cubre la parte central de la Hoja. Estos sedimentos del Terciario, discordantes sobre los materiales anteriores comportan de muro a techo: (1) los conglomerados de la Fm. Bulla (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), (2) los sedimentos marinos de la Fm Cercado (Mioceno Superior) y (3) las margas y calizas margosas de la Fm Gurabo (Mioceno Superior a Plioceno Medio).
- El Cuaternario, aunque representado mayoritariamente por las llanuras de inundación del río Yaqué del Norte al norte de la Hoja y del río Masacre al oeste, en la zona fronteriza, está muy diferenciado incluyendo glaciares, coluviones, terrazas y depósitos de fondo de Valle.

La estructuración visible de la Hoja se debe en gran parte al contexto compresivo relacionado con la convergencia oblicua entre las placas Norte Americana y Caribeña que se traduce por deformaciones visibles a todas escalas y especialmente por la Zona de Falla de la Española con movimiento general transcurrente senestro que ha colocado cerca terrenos con evoluciones diferentes en el Cretácico Inferior (Fm. Amina-Maimón al norte y C. Duarte al Sur)

La deformación que afecta las rocas de esta Hoja consiste principalmente en un cizallamiento muy heterogéneo dúctil-frágil que evoluciona a frágil. El contexto compresivo esta bien conocido desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad y condiciona el levantamiento de la Cordillera Central tal como el aporte terrígeno concomitante que rellena la Cuenca neógena del Cibao.

ABSTRACT

The Dajabón map area is located some 200 km (as the crow flies) from the capital Santo Domingo in the northwestern corner of the Dominican Republic at the border with Haiti. This area is representative of the geological complexity encountered during the K project, with the occurrence of various geological domains. The Española fault zone, one the major faults of the island, cross-cuts and structures the area according to a WNW-ESE direction, separating the Amina-Maimón domain in the northeast from the Central Cordillera domain in the southwest. The fault zone is partly concealed by Cenozoic sediments.

- The Central Cordillera domain crops out in the central part of the present map area and is represented by a volcano-plutonic complex comprising:
 - the Duarte Complex (Jurassic - Early Cretaceous) composed of metabasalts of greenschist facies and bearing oceanic plateau affinities,
 - the Tireo Formation (former Complejo Dajabón), corresponding to a volcano-sedimentary succession linked to the Late Cretaceous activity of a volcanic arc,
 - the Loma de Cabrera batholith, of gabbroic to tonalitic composition, that intruded the above-mentioned units during the Late Cretaceous.
- The Amina-Maimón domain that crops out as windows within the Tertiary-Quaternary formations exclusively to the north of the Española fault zone. The Amina-Maimón Formation, assumed to be Early Cretaceous in age, is composed of a bimodal volcano-sedimentary succession comparable to that of the Los Ranchos Formation located in the eastern part of the island; both are related to a primitive submarine island arc. Protoliths of the Amina-Maimón Formation are metamorphosed to greenschist facies and are strongly deformed. Large gossan-bearing areas, such as the Cerro Verde and the Cerro Talanquero, are associated with this formation and have been explored for gold.
- The Magua-Tavera domain, which lies along the Española fault zone, includes both sedimentary rocks (conglomerate and limestone) and volcanic rocks (basalt to rhyodacite) of Paleocene to Late Eocene age.
- The Valle del Cibao domain underlies the central part of the present map area. It is composed of Tertiary sediments unconformably overlying the older rocks. From base to top, the succession contains: (1) Late Oligocene - Early Miocene conglomerate of the Bulla Formation, (2) Late Miocene marine sediments of the Cercado Formation, and (3) Late Miocene to Early Pliocene marl and marly limestone of the Gurabo Formation.
- Quaternary rocks, although mainly represented by the sediments of the Ríos Yaque del Norte and Río Masacre flood plains, are quite varied including alluvial glaciis, colluvium, alluvial terraces and valley-fill alluvium.

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 by the Española fault zone characterised by an overall sinistral displacement bringing together geological domains yielding very different geological histories (e.g. the Amina-Maimón in the north and the Duarte Complex in the south). The deformation style affecting these rocks is dominated by a strongly heterogeneous shearing evolving from ductile-brittle to brittle. This compressive tectonic setting is well recorded since the Miocene and controlled both the uplift of the Central Cordillera and the coeval infilling of the Neogene Valle de Cibao Basin.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	17
1.1. Metodología	18
1.2. Situación geográfica	19
1.3. Marco Geológico	22
1.4. Antecedentes	27
2. ESTRATIGRAFIA	30
2.1. Jurásico Superior - Cretácico Inferior	30
2.1.1. Complejo Duarte	30
2.1.1.1. Generalidades	30
2.1.1.2. Descripciones particulares a la Hoja.....	33
2.1.1.2.1. Complejo Duarte (6) Esquistos verdes (metabasaltos). Jurásico Superior - Cretácico Inferior (J ₃ - K ₁)	33
2.2. Cretácico Inferior	33
2.2.1. Fm. Ámina-Maimón (Dominio Ámina-Maimón)	33
2.2.1.1. Generalidades de la Fm. Ámina-Maimón.....	33
2.2.1.2. La Fm. Ámina-Maimón en la Hoja de Dajabón	35
2.2.1.2.1. Fm. Ámina-Maimón (7) Filitas y Esquistos verdes. Cretácico Inferior (K ₁).....	36
2.2.1.2.1.1. Las filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos, referibles a protolitos de composición riolítica a riodacítica.....	36
2.2.1.2.1.2. Las filitas y esquistos clorítico-epidótico-sericíticos, referibles a protolitos de composición intermedia a básica (metaandesitas, metabasaltos y metadacitas).	37
2.2.1.2.2. Fm. Ámina-Maimón (8) Meta-andesitas;Cretácico Inferior (K ₁).....	38
2.2.1.2.3. Fm. Ámina-Maimón (9) Metalavas (riolitas, riodacitas, dacitas) y piroclastitas asociadas. Cretácico Inferior (K ₁).....	39

2.4.1.2.6. Fm. Magua (25) Riolitas y brechas riolíticas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)	68
2.4.1.2.7. Relaciones espaciales de las unidades de la Fm. Magua	68
2.5. Oligoceno Superior - Mioceno Inferior.....	69
2.5.1. Fm. Bulla. Conglomerado.....	69
2.5.1.1. Generalidades	69
2.5.1.2. Descripción particular a la Hoja de Dajabón	71
2.5.1.2.1. Fm. Bulla (26) Conglomerado. Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (P_3^3 - N_1^1)	71
2.6. Mioceno Superior	73
2.6.1. Fm. Cercado	73
2.6.1.1. Generalidades	73
2.6.1.2. Descripciones particulares en la Hoja de Dajabón.....	75
2.6.1.2.1. Fm. Cercado (27) Lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados. Mioceno Superior (N_1^3).....	75
2.6.1.2.2. Fm. Cercado (28) Margas con intercalaciones de limolitas, areniscas y conglomerados. Mioceno Superior (N_1^3).....	77
2.7. Mioceno Superior – Plioceno Medio	80
2.7.1. Fm. Gurabo.....	80
2.7.1.1. Generalidades	80
2.7.1.2. Descripciones particulares en la Hoja de Dajabón.....	81
2.7.1.2.1. Fm. Gurabo (29) Calizas arcillosas biodetríticas y calcareniscas. Mioceno Superior - Plioceno Medio (N_1^3 - N_2^2)	82
2.7.1.2.2. Fm. Gurabo (30) Margas localmente fosilíferas, blanquecinas con meteorización. Mioceno Superior - Plioceno Medio (N_1^3 - N_2^2)	84
2.8. Cuaternario	85
2.8.1. Cuaternario (31) Arcillas o brechas de carstificación (Q)	85
2.8.2. Cuaternario (32) Coluviones de piedemonte; bloques (Q).....	86
2.8.3. Cuaternario (33) Coluviones y aluviones interestratificados (Q).....	87

2.8.4. Cuaternario (35) Terrazas aluviales medias y (34) altas (Q).....	87
2.8.5. Cuaternario (36) Glacis aluviales.....	89
2.8.6. Cuaternario (37) Llanura de inundación (Q).....	91
2.8.7. Cuaternario (38) Depósitos aluviales de fondos de valle.....	92
3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA.....	94
3.1. Petrología de las rocas metamórficas de la Fm. Ámina-Maimón: (Dominio Ámina-Maimón)	94
3.1.1. Distribución del Metamorfismo y condiciones P-T de formación	99
3.2. Petrología y geocronología de las rocas intrusivas y filonianas (Dominio de la Cordillera Central)	101
3.2.1. Batolito Loma de Cabrera - Generalidades	101
3.2.2. Introducción	101
3.2.3. Síntesis de las dataciones radiogénicas existentes.....	102
3.2.3.1. Intrusivos Máficos (Gabro, Anfibolita, Hornblendita)	103
3.2.3.2. Intrusivos tonalíticos	107
3.2.3.2.1. Intrusivos tonalíticos foliados	107
3.2.3.2.2. Tonalitas no deformadas.....	108
3.2.3.3. Aplitas con dos micas.....	109
3.2.3.4. Síntesis.....	110
3.2.4. Descripciones particulares a la Hoja de Dajabón.....	110
3.2.4.1. Intrusivos (1) Rocas ultramáficas - Cumulados.....	111
3.2.4.2. Intrusivos (2) Microgabros con magnetita	112
3.2.4.3. Intrusivos (3) Dioritas y gabros	113
3.2.4.4. Intrusivos (4) Tonalitas y cuarzodioritas con biotita o anfíbol	114
3.2.4.5. (5) Cuarzo: vetas	116
3.2.4.6. Relaciones geométricas entre las unidades.....	117
3.3. GEOQUÍMICA.....	118

3.3.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo	118
3.3.2. Complejo Duarte	121
3.3.3. Microgabros magnéticos subvolcánicos	121
3.3.4. Fm. Ámina -Maimón.....	125
3.3.4.1. Toleitas de arco isla (IAT) “normales”	127
3.3.4.2. Toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti	127
3.3.4.3. Boninitas	127
3.3.4.4. Rocas félsicas (metariolitas);	128
3.3.4.5. Basaltos de afinidad calcoalcalina	128
3.3.5. Formation Tiroo (ex. Complejo Dajabón)	135
3.3.5.1. Toleitas de arco isla (IAT) pobres en Ti y rocas boniníticas	135
3.3.5.2. Rocas calcoalcalinas	136
3.3.6. Batolito Loma de Cabrera	142
3.3.7. Fm. Magua.....	154
3.4. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar del Proyecto K.....	161
3.4.1. Muestreo.....	161
3.4.2. Descripción de las técnicas analíticas	161
3.4.2.1. Técnica analítica U-Pb.....	161
3.4.2.2. Técnica analítica Ar-Ar	162
3.4.3. Resultados y discusión	163
3.4.3.1. Fm. Amina-Maimón	164
3.4.3.2. Complejo Duarte.....	164
3.4.3.3. Batolito de Loma Cabrera.....	165
3.4.3.3.1. Gabros	165
3.4.3.3.2. Intrusivos tonalíticos – cuarzodiorita	165
3.4.3.3.3. Intrusión tonalítica en la Fm. Magua	166
3.4.3.3.4. Tonalita foliada de Diferencia	166
3.4.3.3.5. Tonalita foliada de la Loma del Tambor	166

3.4.3.3.6. Batolito de Macutico.....	167
3.4.3.4. Fm. Tireo.....	168
3.4.3.5. Basalto Guandules-Pelona-Pico Duarte	169
4. TECTONICA.....	172
4.1. Contexto geodinámico de la isla La Hispaniola	172
4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	174
4.3. Estructura de la Hoja deDajabón.....	177
4.3.1. El dominio de la Cordillera Central.....	178
4.3.1.1. Unidades litológicas.....	178
4.3.1.2. Fábricas y estructuras en la Banda Norte: C. Duarte y Fm. Tireo	179
4.3.1.2.1. Esquistos Verdes y subesquistos verdes del C. Duarte y de la Fm. Tireo.....	179
4.3.1.2.2. Anfibolitas del C. Duarte	180
4.3.1.3. Fábricas y estructuras en la Banda Sur: Batolito de Loma Cabrera	181
4.3.1.3.1. La secuencia intrusiva del Batolito Loma Cabrera.....	181
4.3.1.3.2. El complejo gabróico-ultramáfico del Batolito Loma Cabrera	182
4.3.1.3.3. Las tonalitas.....	184
4.3.1.3.4. Enjambre de diques máficos y félsicos.....	185
4.3.1.3.5. Red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos	186
4.3.2. Dominio de Ámina-Maimón; Fm. Ámina-Maimón	186
4.3.2.1. Fábricas y estructuras sinmetamórficas.....	187
4.3.2.2. Interpretación de la deformación D1 en el Dominio Ámina-Maimón.....	189
4.3.3. El dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española	190
4.3.4. Dominio del Valle del Cibao - Tectónica y evolución tectosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario.....	192
5. GEOMORFOLOGÍA	195

5.1. Descripción fisiográfica.....	195
5.2. Análisis geomorfológico.....	195
5.2.1. Estudio morfoestructural	195
5.2.1.1. Formas estructurales.....	195
5.2.2. Estudio del modelado.....	196
5.2.2.1. Formas gravitacionales.....	197
5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	197
5.2.2.3. Formas lacustres y endorreicas.....	197
5.2.2.4. Formas poligénicas	197
5.2.2.5. Formas antrópicas.....	198
5.3. Formaciones superficiales	199
5.3.1. Formaciones gravitacionales.....	199
5.3.1.1. Cantos, arenas y lutitas. Coluviones (a). Holoceno.....	199
5.3.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial.....	199
5.3.2.1. Aluviones fluviales actuales y fondos de valle. (b). Holoceno	199
5.3.2.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas inferiores. Holoceno medias y superiores.....	199
5.3.3. Formaciones poligénicas	200
5.3.3.1. Bloques, gravas y limos. Glacis de piedemonte.....	200
5.3.3.2. Gravas heterométricas. Depósitos mixtos aluvial-coluviales.	200
5.4. Evolución e historia geomorfológica.....	200
6. HISTORIA GEOLOGICA.....	201
6.1. El arco de isla primitivo del Cretácico Inferior	201
6.2. La historia pre-Cretácico superior	202
6.3. El arco insular del Cretácico superior	202

6.4. La historia post arco Cretácico Superior - Los Dominios de Magua-Tavera y Valle del Cibao.....	203
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA BORRADOR EN CURSO	205
7.1. Hidrogeología	205
7.1.1. Climatología.....	205
7.1.2. Hidrografía.....	206
7.1.3. Descripción hidrogeológica	206
7.2. Recursos minerales	210
7.2.1. Aspectos generales históricos	210
7.2.2. Minerales metálicos y no metálicos	211
7.2.3. Descripción de las sustancias	211
7.2.4. Rocas industriales y ornamentales	215
7.2.5. Potencial minero.....	215
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	216
8.1. Relación de los L.I.G.	216
8.2. Relación de los L.I.G.	216
8.3. Descripción de los Lugares.....	217
8.3.1. L.I.G. N° 1: Don Miguel Afloramiento típico de las leucotonalita del Batolito de Loma de Cabrera	217
8.3.2. L.I.G. N° 2: Dajabón Valle del Rio Masacre.....	218
8.3.3. L.I.G. N° 3: Cayuco : Basaltos y calizas de la Fm. Magua	218
8.3.4. L.I.G. N° 4: Presa de Chacuey : Contacto de las formaciones Cercado y Gurabo.....	219
8.3.5. L.I.G. N° 5: Los Jíbaros : pórfido	220
8.3.6. L.I.G. N° 6: Arroyo Prieto : Panorama de la parte norte de la Hoja de Dajabón	221

BIBLIOGRAFÍA..... 222

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

Dicho Proyecto, realizado entre Julio 2002 y 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	5873-I
	Bánica	5873-II
Dajabón (5874)	Dajabón	5874-I
	Loma de Cabrera	5874-II
Monte Cristi (5875)	Monte Cristi	5875-I
	Pepillo Salcedo	5875-II
Diferencia (5973)	Diferencia	5973-I
	Lamedero	5973-II
	Arroyo Limón	5973-III
	Jicomé	5973-IV
Mao (5974)	Mao	5974-I
	Monción	5974-II
	Santiago Rodríguez	5974-III
	Martín García	5974-IV

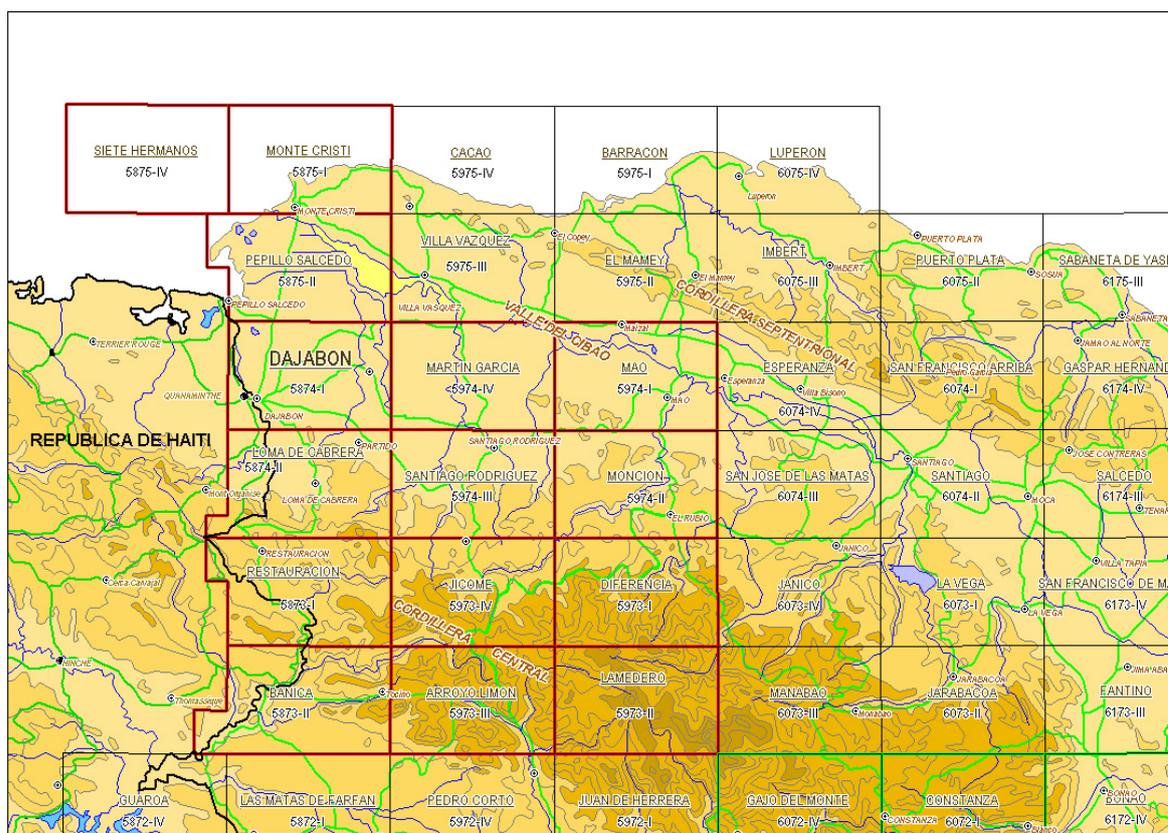


Fig. 1 - Ubicación de la Hoja de Dajabón (5874-I) en el marco del proyecto K

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 de el Servicio Geológico Nacional (SGN), decidió abordar, a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSE) y la supervisión de el 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 xxx) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1964), cedidas por la 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 (Compagnie Generale de Geophysique), 1999).

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 satélites, 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 a escala 1:50.000 de Dajabón (5874-1) se encuentra ubicada en el sector noroeste de la República Dominicana, a unos 220 km en línea recta al NO de la capital Santo Domingo y 305 km por carretera cuyos 175 km por la autopista Duarte hasta Navarrete. La superficie del cuadrante totaliza 484km², cuyos 436 Km² en el territorio dominicano (Fig. 1). Prácticamente la totalidad de su territorio pertenece a la provincia de Dajabón, salvo una faja en el límite norte que pertenece a la Provincia de Monte Cristi, municipios de La Mata de Santa Cruz, Monte Cristi y Pepillo Salcedo.

Desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja abarca el límite occidental de una zona de piedemonte de la Cordillera Central que se desarrolla hacia el sur. La elevación mínima (5 m) se ubica en la esquina noroeste, río abajo de la Laguna Saladilla. La más elevada

alcanza 390 m en los cerros ubicados al este de Corral Grande, en el borde meridional de la Hoja. La parte central de la Hoja corresponde a una sabana llana de 80 m de altura y limitada al norte y al este por una serie de lomas suaves (entre 200 y 300 m) orientadas ONO. Esta sabana central se hunde suavemente hacia el oeste, bajo el valle del río Masacre, que marca la frontera con la República de Haití. La faja septentrional constituye el límite sur del valle del Cibao.

El factor determinante del clima en la Hoja es su ubicación en el piedemonte de la Cordillera Central y, a un grado menor, la vecindad de la Cordillera Septentrional.

Las perturbaciones de carácter ciclónico del Caribe, que tanta influencia muestran en el resto del país, influyen poco esta parte occidental del país, sino cuando se trata de huracanes de gran magnitud. El promedio mensual de las precipitaciones aparecen en la Fig. 2.

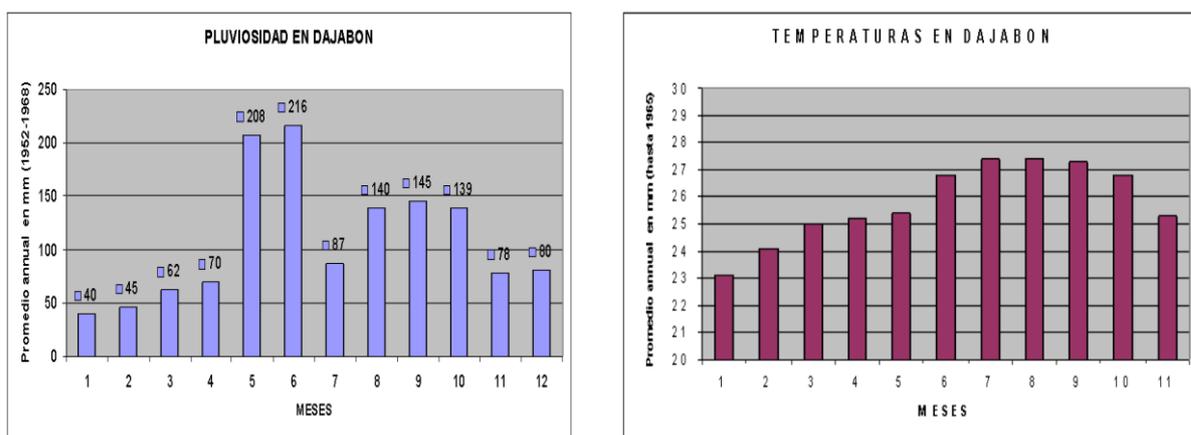


Fig. 2 - Gráficos de pluviosidad y temperatura, promedio mensual en Dajabón

La variaciones de temperaturas son moderadas a lo largo del año, como lo indica la Fig. 2. El gradiente de temperatura, o disminución de la temperatura media con la altitud, se estima en un poco más de 0.5 grados por cada 100 metros.

Los ríos perennes principales, Masacre, Chacuey y Maguaca, nacen en la Cordillera Central. El contexto de piedemonte y la presencia de la sabana central transforman sus regímenes, de caudalosos al sur, a suave al norte. El rumbo privilegiado de la red de drenaje varia desde NO en la parte meridional, perpendicular al eje de la Cordillera Central, hasta norte en la parte septentrional de la Hoja. En la cuenca de río Masacre, la red secundaria está orientada ONO y se nota la presencia de glaciares aluviales, generados por derrames laminares. En general, los tributarios son intermitentes, con cauces poco encajonados.

La vegetación pasa del bosque húmedo al sur, a una sabana seca en el centro, y al bosque espinoso con acacias y cacteos en las lomas rocosas del norte.

Los datos demográficos de los municipios la Provincia de Dajabón y los nacionales se detallan en la siguiente tabla 1:

Censo 1993									
País / Provincia / Municipios	Extensión en Km2	Total	Hombres	Mujeres	Rural	Urbana	% hombres	% rural	densidad /km2
Provincia/Dajabón	1020.73	68606	35306	33300	43588	25018	51	64	67
Dajabón	341.33	22446	11443	11003	9857	12589	51	44	66
Loma de Cabrera	253.38	20933	10785	10148	14484	6449	52	69	83
Partido	61.95	6329	3282	3047	4227	2102	52	67	102
El Pino	87.65	11074	5598	5476	9674	1400	51	87	126
'Provincia/Monte Cristi	1924.35	95705	48487	47218	57044	38661	51	60	50
Las Matas de Santa Cruz	90.43	12633	6550	6083	5100	7533	52	40	140
Pepillo Salcedo	162.95	8054	4040	4014	4992	3062	50	62	49
TOTAL PAIS	48730.00	7293390	3550797	3742593	3199127	4094263	49	44	149
Provincia de Dajabón	1020.73	62046	31443	30603	32828	29218	51	53	61
Provincia de Monte Cristi	1924.35	111014	57676	53338	58105	52909	52	52	58
TOTAL PAIS	48730.00	8562541	4265215	4297326	3115837	5446704	50	36	176
"Oficina Nacional de Estadísticas: Datos Preliminares del 'VIII Censo Nacional de Población y Vivienda 2002"									

Tabla 1 - Datos demográficos

La densidad de la población es inferior al promedio nacional. La zona ganadera del piedemonte de la Cordillera Central, al sur de la Hoja, con los municipios de Loma de Cabrera, El Pino y El Partido, es la más poblada.

Al norte, el Sector de Las Matas de Santa Cruz tiene también una fuerte densidad de población ligada a las actividades agro-industrial del Valle del Cibao.

Los principales cultivos tradicionales son las yucas y los plátanos en la faja sur, y el arroz en la cuenca del río Masacre, a favor de los programas de regadío realizados en los años 30. Las sabanas de la zona central están dedicadas a la ganadería carnífera. Las actividades principales en la ciudad de Dajabón son mayormente el negocio de mercadería con el norte de la República de Haití (Cap Haitien) y los servicios ligados a la actividad agrícola.

Dajabón, como Jimani en el SO del País, son puntos nacionales de tránsito comercial terrestre con la República de Haití.

La red de carreteras asfaltadas es buena. Dajabón, que dispone de un aerodromo nacional está ubicada en la prolongación norte de la carretera internacional, que pasa por Restauración, Loma de Cabrera y sigue hasta Monte Cristi.

El sur de la Hoja es fácilmente accesible por la carretera Santiago Rodríguez- Santiago de la Cruz-Loma de Cabrera.

La red de carreteras asfaltadas o sin asfaltar es muy densa y no existen zonas de difícil acceso.

Las presas de Chacuey y Maguaca, en los ríos homónimos, permiten el abastecimiento hidráulico del tramo occidental del Valle del Cibao.

Desde el puerto marítimo de Manzanillo, ubicado en la Hoja vecina de Pepillo Salcedo, se exportan los guineos producido en el área circundante por compañías extranjeras.

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 (Fig. 3): desde conglomerados continentales a abanicos turbidíticos, desde coladas de lavas y brechas vulcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas etc. A todo esto hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, a su vez con 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 series 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.

- **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 denudación y, por otra, a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar asimismo a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la yuxtaposición, en el espacio, de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

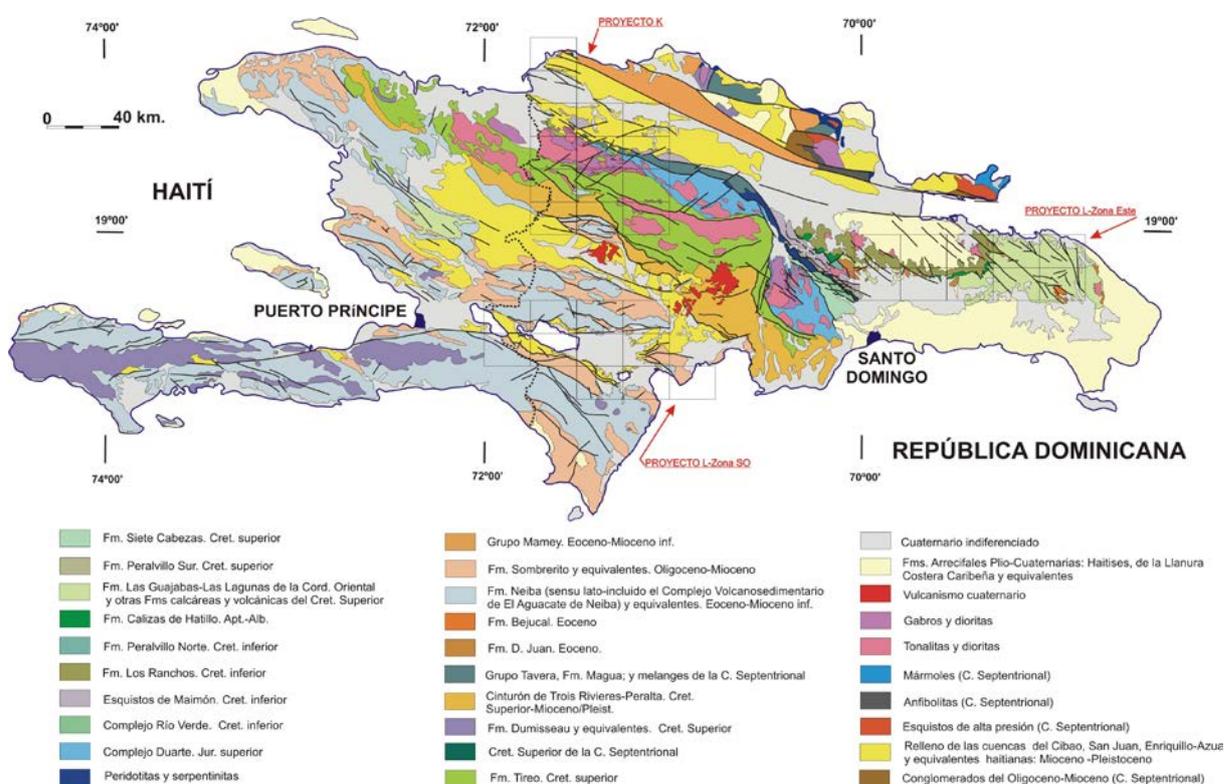


Fig. 3 - Esquema geológico de La Española con la ubicación del Proyecto K de cartografía (Actualizado con las cartografías de los Proyectos C, L y K del Programa SYSMIN)

La repartición espacial de este conjunto de materiales es muy heterogénea, pudiendo diferenciarse, dentro del área abarcada por el proyecto, una serie de dominios tectosedimentarios con características diferenciadas (Fig. 4 y Fig. 5). 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 cobertura posteriores a las principales etapas de deformación.

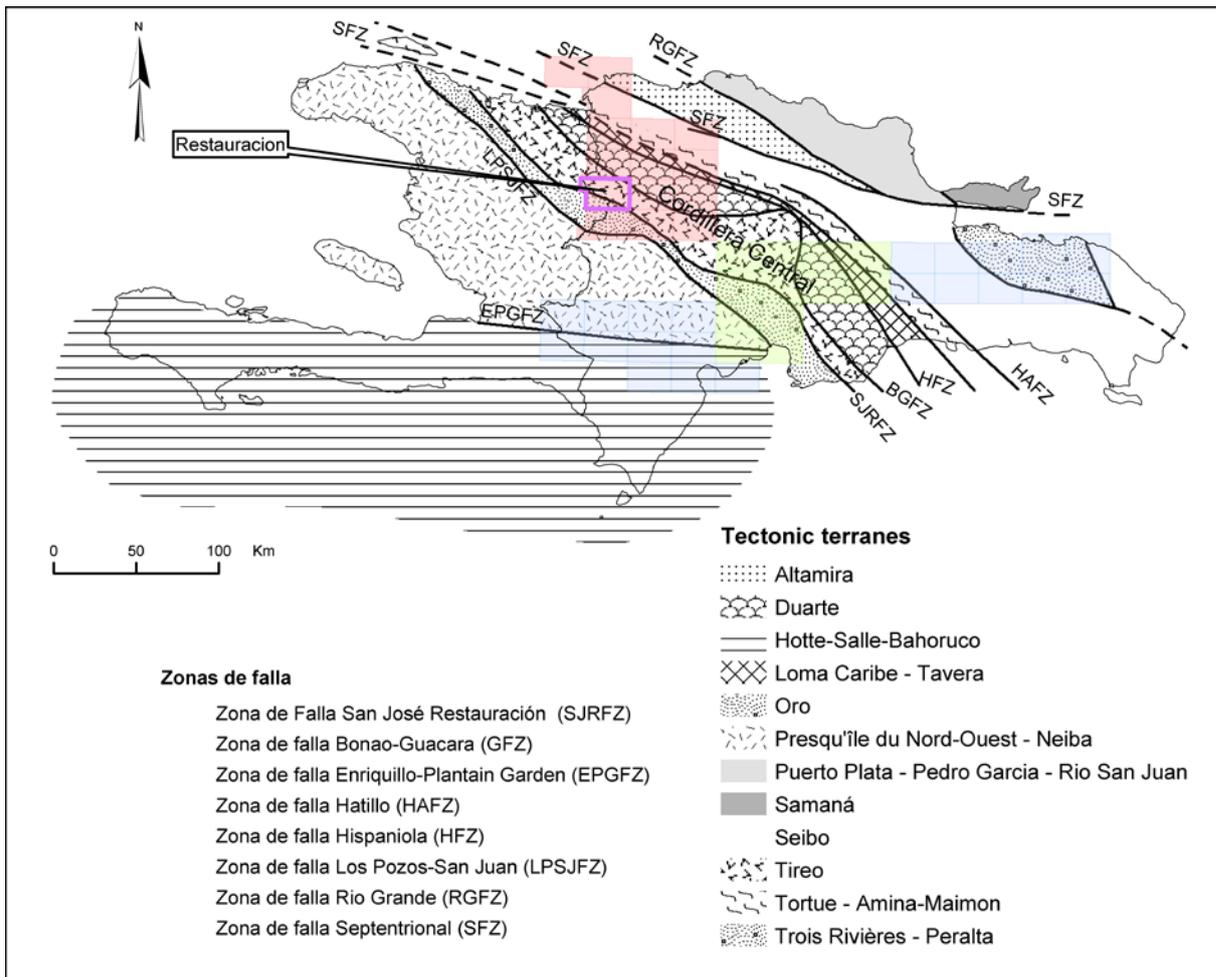


Fig. 4 - Terrenos tectónicos y zonas de fallas mayores de la Española

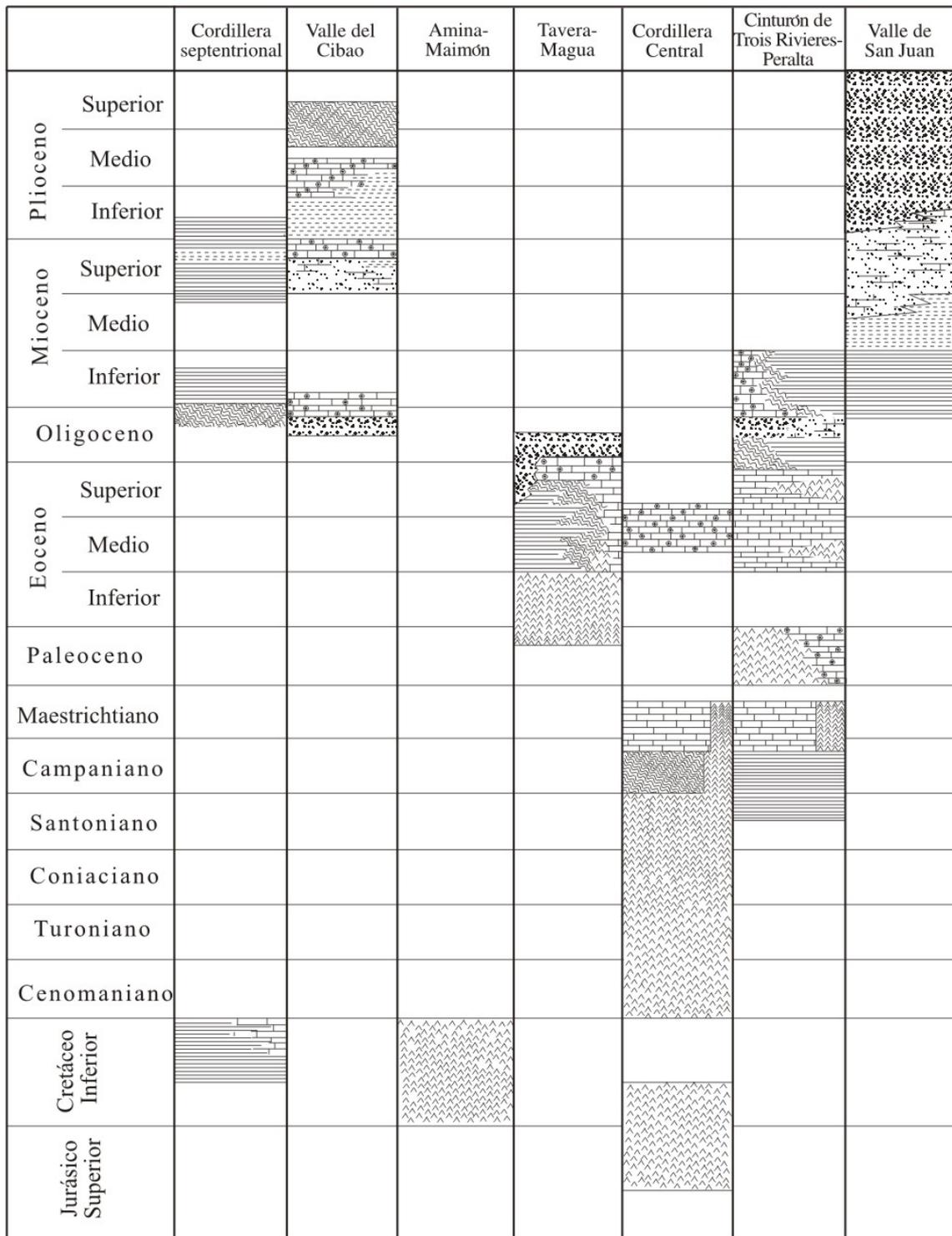


Fig. 5 - Cuadro estratigráfico sintético de los distintos dominios del Proyecto K.

De norte a sur los dominios tectosedimentarios representados dentro del área del Proyecto K son los siguientes:

- **El Dominio de la Cordillera Septentrional**, limitado al norte por el océano Atlántico y al sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían en principio al denominado Bloque de Altamira (de Zoeten, 1988). En el área cartografiado, 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 del 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, dispuestas de forma escalonada, 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 de 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 Falla de La Española.
- **El dominio de 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 Paleoceno y el Eoceno superior
- **El dominio de la 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 Complejo 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 del Cinturón de Trois Rivières-Peralta** está limitado al sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie con un rango de edades entre el Cenomaniano y el Mioceno Inferior. Los materiales y facies representados son muy diversos, con predominio de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyendo también materiales vulcanosedimentarios, calizas de plataforma, e importantes depósitos sintectónicos.
 - **El dominio de la 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, como el presente, llegan a ocupar la mayor parte de la superficie de la Hoja cartografiada.

Dentro de la presente Hoja los materiales representados y que se describen a continuación corresponden a cuatro de estos dominios, que son, del sur al norte: Cordillera Central, Magua-Tavera, Ámina-Maimón y Valle del Cibao.

1.4. Antecedentes

A la escala de la isla, uno de los primeros trabajos sobre la geología de la isla es el de Cooke *et al.*, (1920): “Un Reconocimiento Geológico de la República Dominicana”. 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 atribuyó todos los fósiles y materiales marinos del Cibao a una única “Formación Miocena”.

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas de los dominios 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. A la Fm. Ámina la correlaciona con la Fm. Maimón, definida previamente por Bowin. Considera que Ámina estaría debajo de Duarte, por las relaciones estructurales y el metamorfismo, aunque el contacto entre ambas formaciones es siempre por falla, a la que reconoce que puede suponer una traslación lateral muy importante y no ser válida la relación anterior. 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 Paleoceno a Eoceno Superior, 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 (

Tabla 2). 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 los estratotipos 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 limite no es cartográficamente trazable, por lo que deberá ser redefinido.

Autores		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	
Edad																				
Pleistoceno																				
Plioceno														Mao	Mao	Mao				
Mioceno Superior																				
Mioceno Medio																				
Mioceno Inferior																				
Oligoceno																				

Tabla 2: Comparación de las sucesivas divisiones estratigráficas del Neógeno del Valle del Cibao Saunders *et al* (1986)

Vokes (1989) realiza algunas precisiones sobre la litoestratigrafía señalando la no equivalencia 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. 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 esta 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 "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. Tiro; 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-Virute *et al.*, Díaz de Neira & Solé Pont, Hernáiz Huerta *et al.*, y Locutura *et al.*, en Acta Geológica Hispánica, (2002).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Jurásico Superior - Cretácico Inferior

2.1.1. Complejo Duarte

2.1.1.1. Generalidades

Fue Bowin (1960) quien primero propuso el nombre del Fm. 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 (esquistos verdes), así como algunas facies menores asociadas de tobas básicas vítreas, chert y queratófidos. Mann *et al.* (1991a) 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 Complejo 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 meseta 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.*, 2000; Lewis *et al.*, 2002).

Los metabasaltos del C. Duarte (e.g. Lapierre *et al.*, 1999; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 2000; Lewis *et al.*, 2002) presentan las características de basaltos E-MORB. Se trata de basaltos picríticos, picrobasaltos, ankaramita, ricos 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 una firma de E-MORB (e.g.; $+5 < \epsilon Nd < +8$)

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*), gabbros 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 sucesión siguiente :

- peridotitas serpentinizadas cortadas por diques de diabase,
- colada basálticas interestratificadas localmente con niveles de cherts,
- una secuencia potente de basaltos picríticos y ankaramitas, y,
- anfibolites,

Estas unidades están separadas por fallas.

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 las pizarras.

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. Tíreo. En efecto, en el capítulo 3.2.3., tratando de la geoquímica de estas rocas se permite afirmar que tienen características 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
- sistemático carácter mecanizado de la mayoría de los contactos.

No obstante, Lewis y Jiménez (1991b) 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 O de Piedra Blanca. Recientemente, Lapierre *et al.* (1999) han obtenido edades aproximadas de 86 Ma por Ar-Ar sobre anfíboles, que consideran representativas del complejo. 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 capítulo 3.2.3 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 Complejo 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 N 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, 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.

Dentro del C. Duarte se han distinguido las siguientes litologías:

- Metabasitas y metasedimentos en facies esquistos verdes
- Metabasitas y metasedimentos en facies anfíbolita.

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

2.1.1.2. Descripciones particulares a la Hoja

Los esquistos verdes en “roof pendants” dentro de las dioritas del batolito de Loma Cabrera, cubren una pequeña superficie (8.7 ha) al sureste de la Hoja. Han sido atribuidos al C. Duarte. En este sector, en las tonalitas, existen también “roof pendants” de skarn claramente derivados de los niveles siliceo-calcáreos de la Fm. Tireo.

2.1.1.2.1. Complejo Duarte (6) Esquistos verdes (metabasaltos). Jurásico Superior - Cretácico Inferior (J_3 - K_1)

Los lentejones hectométricos de esquistos verdes (metabasaltos o anfibolitas?) cloríticos, muy deformados, están intruidos por láminas métricas de leucotonalitas. El conjunto está encajado en las dioritas con anfíbol y biotita del borde norte del Batolito de Loma Cabrera.

2.2. Cretácico Inferior

2.2.1. Fm. Ámina-Maimón (Dominio Ámina-Maimón)

2.2.1.1. Generalidades de la Fm. Ámina-Maimón

Las Formaciones Maimón (Bowin, 1960, 1966) y Ámina (Palmer, 1963, 1979), forman el flanco septentrional del Cinturón Intermedio o *Median Belt* de Bowin (1960, 1966), considerándose ambas unidades como lateralmente equivalentes y situadas en los sectores SE y NO de la Isla de La Española, respectivamente.

Draper y Lewis, (1980) sugieren incluir también las rocas metamórficas descritas en la isla de la Tortue (Haití) en una sola Fm. Ámina-Maimón.

La Fm. Ámina-Maimón está constituida por rocas, aflorando únicamente al norte de la Zona de Falla de la Española, atribuidas al Cretácico Inferior, de protolito esencialmente volcánico y minoritariamente metasedimentario, que se caracterizan por presentar un variable grado de deformación esquistosa y metamorfismo sincinemático.

Los datos de campo y análisis geoquímicos indican que tanto los protolitos del segmento Ámina como los del segmento Maimón son rocas orto como paraderivadas (Draper & Lewis, 1991b; Kesler *et al.*, 1991b).

En las rocas menos deformadas de ambas unidades se han reconocido niveles de lavas coherentes y abundantes depósitos volcánicos fragmentarios (metavulcanitas), incluyendo

pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos, tramos epiclásticos de grauvacas (metagrauvacas), pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos (metabrechas y metaconglomerados) y, ocasionalmente, calizas recristalizadas y mármoles (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987; Draper & Lewis, 1991b; Kesler *et al.*, 1991b).

Los depósitos de sulfuros masivos del segmento Maimón (Loma Pesada, Loma Barbuito y Cerro Maimón) y los gossans auríferos del segmento Ámina (Cerro Verde y Cerro Talanquera-Los Amaceyes-Los Pinitos) han sido objeto de intensas investigaciones mineras.

Draper y Lewis (1991) y Kesler *et al.* (1991b) describen el volcanismo del segmento Maimón como composicionalmente bimodal, con una característica alteración hidrotermal de fondo oceánico espilitica que modifica los contenidos en álcalis y otros elementos.

La edad de los esquistos de Ámina-Maimón es desconocida. Los niveles de chert han resultado azóicos y los restos (espinas) muy deformados de equinodermos sólo permiten sugerir una posible edad Cretácico Inferior (Donovan, com. Pers 1995 en Draper & Gutierrez, 1997).

Las relaciones cartográficas en el segmento Maimón, sugieren una edad pre-Albiano (Draper *et al.*, 1995, 1996, Draper & Gutierrez, 1997) con la caliza de Hatillo, bien datada como Albiano, que se encuentra discordante sobre los esquistos de Maimón y la Fm. Los Ranchos.

En estos materiales se han reconocido dos tipos composicionales principales de protolitos que son metavolcanitas intermedio-básicas y metavolcanitas ácidas.

En general, en las Hojas de Dajabón, Marín García y Monción, los protolitos metavolcánicos ácidos e intermedio-básicos de la Fm. Ámina-Maimón están intensamente deformados y metamorfizados a condiciones de la facies de los esquistos verdes, siendo filitas y cuarzoesquistos albítico-sericíticos y filitas y esquistos máficos clorítico-actinolítico-epidóticos. Sin embargo, en el sector de Loma Pozo Negro de la Hoja de Martín García, se han preservado restos de las texturas y mineralogías ígneas probablemente debido a la competencia de este macizo de rocas metaandesíticas. Las metavolcanitas intermedias y básicas, relativamente menos deformadas y en facies prehnita-pumpellita, aparecen representadas en la mitad norte del sector de afloramiento de la Formación en la Hoja de Monción. En las rocas de menor grado se han reconocido también los efectos composicionales y mineralógicos asociados a una alteración/metamorfismo de tardi- a post-magmático de grado bajo-muy bajo, de tipo espilitico. En la mitad sur de afloramiento, en el

área del embalse de Monción, la Fm. Ámina-Maimón está compuesta por cuarzoesquistos albiticos y esquistos máficos de características filoníticas y miloníticas.

2.2.1.2. La Fm. Ámina-Maimón en la Hoja de Dajabón

La Fm. Ámina-Maimón aflora en el centro y este de la Hoja de Dajabón, en una banda de 6 km de ancho, paralela a la dirección NO-SE de la Zona de Falla de la Española que la limita al sur. Este gran sistema de desgarre senestral a escala regional y las fracturas de tipo Riedel correspondientes, de dirección NE-SO, han originado bloques romboidales plurihectométricos a plurikilométricos de esquistos Ámina-Maimón aflorando en ventanas en medio de la cobertera del Tercio-Cuaternario.

La firma magnética de los afloramientos de esquistos Ámina-Maimón no es suficiente para poder detectar la parte ocultada por la cobertera.

Al contrario, la Falla Española, que separa la Fm. Ámina-Maimón al norte, de la Fm. Magua al sur, presenta una firma magnética nítida, permitiendo seguir su traza, desde la esquina SE hasta la esquina NO de la Hoja, bajo la cobertera del Tercio-Cuaternario.

Los principales afloramientos de los esquistos Ámina-Maimón de la Hoja de Dajabón corresponden a los relieves (100-200 m) de Cerro Verde al centro y Talanquera al este de la Hoja.

Las buenas condiciones de afloramiento han permitido la cartografía de las cuatro facies principales siguientes, de esta serie vulcanosedimentaria:

- Filitas y esquistos verdes,
- Metaandesitas,
- Metalavas (riolitas, riodacitas, dacitas) y piroclástitas asociadas,
- Metavulcanitas, piroclastitas y epiclastitas cloritizadas, dacíticas a andesíticas.

Las distinciones de campo se basan sobre el carácter ácido (presencia nítida de cuarzo), asociado a un color generalmente claro, e intermedio a básico asociado a un tono verdoso, así que sobre las diferencias entre los productos volcánicos, lavas y piro o epiclastitas. El color verde de la cloritización-epidotización superpuesto al color original de la roca y las fuertes deformaciones tectónicas (cizalla, milonitización) que ocultan frecuentemente las estructuras primarias, dificultan estas distinciones. Las filitas y esquistos verdes agrupan facies volcánicas o vulcanosedimentarias, de grano muy fino, cuyo protolito, ácido o intermedio, no se puede reconocer, debido a la intensidad de la deformación.

Por otro lado, debido a las típicas variaciones de detalle, a veces métricas a decamétricas, de las formaciones vulcanosedimentarias, tanto a nivel del quimismo que de los productos volcánicos, las diferenciaciones cartográficas representan, a escala 1:50.000, las facies dominantes, descritas a continuación.

2.2.1.2.1. Fm. Ámina-Maimón (7) Filitas y Esquistos verdes. Cretácico Inferior (K_1)

La Filitas y Esquistos verdes son la facies más representada de la Fm. Ámina-Maimón en esta Hoja; afloran principalmente en la parte central del Cerro Talanquera, al borde este de la Hoja.

Las características principales son el color verde intenso o satinado, el grano fino y una muy penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) de características miloníticas. Se observan frecuentemente pliegues intrafoliares, venas de cuarzo de segregación sin-Sp y un bandeo composicional de espesor milimétrico.

Al afloramiento el protolito de la roca no se reconoce. Solo el color más claro o más verdoso puede dar una indicación del carácter ácido o intermedio a básico de dicho protolito.

Las formaciones típicamente sedimentarias son muy raras; se trata de niveles discontinuos, métricos a decamétricos, que no se han podido individualizar cartográficamente, de siltitas esquistosas de color marrón, intercaladas en las diferentes facies volcánicas o volcanoclásticas. No se observaron calizas como las descritas en el segmento de Maimón.

A continuación se describen a la meso y microescala las 2 facies metavolcánicas, reagrupadas cartográficamente en las Filitas y Esquistos verdes:

2.2.1.2.1.1. Las filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos, referibles a protolitos de composición riolítica a riodacítica.



Foto 1 - Esquistos verdes bandeados con boudinage de cuarzo (intensa deformación dúctil) (03MJ9042: Lat: 19,57961; Long: -71,51302)



Foto 2 - Esquistos verdes bandeados con tramo de lava riodacítica de color gris, subrayando un eje de pliegue dm (Eje de pliegue: N135°E-25°NO; Plano axial: N130°E-70°NE). Río Maguaca: (03MJ9036: Lat: 19,57799; Long: -71,51526)

A la mesoescala, se trata de rocas esquistosas, de tonos claros, grano fino a muy fino, que han desarrollado una muy penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) no-coaxial (Foto 1 y Foto 2). En budines sin-Sp y dominios rodeados por la Sp, se ha observado localmente que la esquistosidad principal (S2) crenula, micropliega y progresivamente traspone a una fábrica S1 anterior, aunque también puede tratarse de un intenso plegamiento intrafoliar D2.

Al microscopio, estas rocas muestran texturas porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica, filoníticas y miloníticas. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa albitica, epidota, cuarzo, moscovita/sericita y clorita. Como minerales accesorios aparecen circón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos. Al microscopio, se observan escasos porfiroclastos de plagioclasa y piritita con sombras de presión asimétricas, que se destacan en una matriz finamente foliada. Se distingue una esquistosidad principal, definida por la elongación lepidoblástica del agregado de sericita+clorita+opacos+óxidos de Fe.

Las condiciones de la deformación son las propias de la facies de los esquistos y subesquistos verdes, con estabilidad de la asociación:

clorita+sericita+albita+epidota±actinolita±prehnita +cuarzo+opacos+óxidos de Fe.

En las rocas más intensamente deformadas por el cizallamiento se superpone una esquistosidad de crenulación extensional (Platt & Vissers, 1980), generada en un momento más avanzado del cizallamiento dúctil. La fábrica en los planos de dicha esquistosidad está normalmente definida por clorita, epidota, albita y mica blanca. En estas rocas, aparecen abundantes venas y grietas de extensión rellenas de cuarzo, epidota, calcita, clorita, mica blanca, mica marrón y, en ocasiones, actinolita, que registran diversos grados de rotación hacia la dirección de transporte tectónico y boudinage. La alteración secundaria más tardía produce una sericitización de plagioclasas, la cloritización del anfíbol y micas, y acumulación de hematita tapizando microfracturas e impregnando las plagioclasas. Como minerales accesorios se observa circón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos indiferenciados.

2.2.1.2.1.2. Las filitas y esquistos clorítico-epidótico-sericíticos, referibles a protolitos de composición intermedia a básica (metaandesitas, metabasaltos y metadacitas).

A la mesoescala, estas rocas máficas de grano fino a muy fino, presentan una fábrica planar principal (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) bien desarrollada, que generalmente es de características miloníticas y filoníticas. La lineación está definida por la elongación de los prismas de anfíbol verde, los porfiroblastos de plagioclasas y el estiramiento de los agregados lenticulares de cuarzo.

Al microscopio, las texturas observadas son desde porfiroclásticas de matriz lepidoblástica y granoblástica microbandeada, a granonematoblásticas bandeadas que gradúan a filoníticas y miloníticas de grano fino y muy fino. Los componentes minerales principales de estas rocas son actinolita-tremolita, albita, moscovita/sericita, clorita, epidota y cuarzo, con ilmenita, opacos y óxidos de Fe-Ti, como accesorios. Frecuentemente, en las rocas se distinguen porfiroclastos y matriz blástica recristalizada dinámicamente. Los porfiroclastos son de plagioclasas fragmentadas originando texturas “*pull-apart*” en cuyos huecos recristaliza albita, y de cuarzo aplastado y recristalizado dinámicamente dando bordes con subgranos y granos nuevos. Los porfiroclastos y porfiroblastos de estas rocas se caracterizan por la presencia de sombras de presión y colas de recristalización asimétricas. La matriz tectónica está microbandeada en niveles más o menos ricos en cuarzo y está constituida por un fino agregado de actinolita+mica blanca+clorita+epidota+opacos, orientado paralelamente y definiendo la fábrica planar.

2.2.1.2.2. Fm. Ámina-Maimón (8) Meta-andesitas; Cretácico Inferior (K₁)

Las metaandesitas (y/o subintrusivos) de la Fm. Ámina-Maimón constituyen los términos intermedio-básicos relativamente menos deformados dentro de la unidad.

Estas rocas aparecen en dos bandas, de potencia hectométrica y extensión plurikilométrica, y se siguen cartográficamente. Un suelo de color rojo característico de la meteorización de las rocas básicas subraya estos afloramientos.

En la parte central de estas bandas, menos deformada que los bordes esquiosados, se han podido conservar las estructuras porfídicas con anfíboles prácticamente no orientadas.

Por su aspecto masivo característico, esta roca está explotada en pequeñas canteras, para una utilización local, como áridos y piedras de construcción.

A la mesoescala, la roca es de colores gris verdosos claros, de grano medio a fino, localmente porfídica, rica en anfíboles y plagioclasas de grano medio-grueso y de fábrica planar Sp muy poco penetrativa.

La meteorización subraya un bandeo centimétrico, claro y verde.

El protolito fue una roca volcánica de composición intermedia (andesítica) y textura porfídica/microporfídica.

Al microscopio, las texturas son nematoblásticas y granoblásticas, poco elongadas, decusadas. La fábrica Sp está definida por la orientación irregular de prismas de anfíbol y los lepidoblastos de sericita/clorita paralelos.

La roca es muy rica en anfíboles y clorita, con agregados de epidota y albita. Los minerales principales son: actinolita, clorita, albita, epidota, mica blanca (moscovita) y, con cuarzo, apatito, circón, ilmenita, piritita y opacos como accesorios. La asociación es sincinemática con la poco penetrativa fábrica dúctil planar (Sp) principal.

Se trata de una roca metavolcánica de composición intermedia y de probable textura porfídica/microporfídica, ya que se observan escasos fenocristales relictos de ferromagnesianos. La poca deformación interna de la roca ha permitido la preservación de los fenocristales, que son de clinopiroxeno, anfíbol y muy escasas plagioclasas relictos ígneos, que no obstante están casi completamente reemplazados por minerales metamórficos. El resto de la mineralogía y texturas del protolito han sido traspuestas por la recristalización metamórfica. La roca consiste en un agregado, variablemente elongado paralelamente a la Sp, compuesto por prismas de actinolita, pequeñas epidotas, agregados lepidoblásticos de clorita y mica blanca, y porfiroblastos de albita. Los anfíboles son de subidio a idiomorfos y definen una lineación mineral preferente grosera. La clorita y la mica blanca moscovita forma delgados lepidoblastos y agregados paralelos a la Sp. Los relictos aparecen rodeados y aplastados por la Sp.

2.2.1.2.3. Fm. Ámina-Maimón (9) Metalavas (riolitas, riodacitas, dacitas) y piroclastitas asociadas. Cretácico Inferior (K_1)

Las metalavas riolíticas, riodacíticas y dacíticas constituyen los términos ácidos relativamente menos deformados dentro de la unidad.

A pesar de la deformación, el carácter lávico ácido se reconoce bien.

Intercalados en las lavas, los niveles de tobas discontinuos, métricos a decamétricos, de color blanco, cuarzofeldespáticos, con grano fino y aspecto azucarado, son frecuentes. Se trata de verdaderas tobas finas y cineritas riodacíticas, con localmente una granoclasificación; a veces parecen corresponder a lavas ácidas milonitizadas en las cuales la estructura original ha sido borrada.

Las venas de epidota y/o cuarzo microplegadas son frecuentes en estas facies.

A la mesoescala, las lavas, cuarzo-feldespáticas porfídicas de grano medio, tonos claros ocre y amarillento, presentan una penetrativa fábrica plano-linear Sp-Lp de características miloníticas.

Las riolitas son blanquecinas o rosadas, satinadas y las dacitas, con un tono un poco más oscuro, presentan localmente un aspecto “aglomerado” y un bandeado centimétrico blanco (cuarzo y feldespato) y marrón (biotita).

Se trata de rocas en general esquistosas, filíticas, frecuentemente con aspecto porfiroide debido a la presencia de fenocristales ígneos de cuarzo y feldespatos, rodeados por una matriz foliada de tonos claros y grano fino. Esta foliación está bien definida por finas micas blancas y verde-marrón, junto a hiladas de minerales oscuros, que rodean y envuelven a los porfiroclastos cuarzo-feldespáticos.

Al microscopio, las texturas son porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica y granolepidoblástica. En ellas se reconocen dos elementos texturales: porfiroclastos de fenocristales ígneos preservados y, menos frecuentes, fragmentos de rocas, y matriz de grano fino estructurada definiendo una fábrica planar de diseño anastomosado. Los cristales ígneos preservados son porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, siendo la pirita abundante en algunas rocas. Los porfiroclastos se presentan alargados paralelamente a la esquistosidad principal y han desarrollado sombras de presión y colas de recristalización muy frecuentemente asimétricas, rellenas por agregados cuarzo-sericítico-cloríticos. Los escasos fragmentos de rocas volcánicas están también aplastados e internamente estructurados paralelamente a la esquistosidad. Ambos tipos de porfiroclastos están rodeados por una matriz tectónica en la que la foliación está definida por la elongación lepidoblástica de un fino agregado de sericita y clorita, contribuyendo también hiladas de opacos y de óxidos de Fe.

La formación de la esquistosidad está controlada por mecanismos de disolución por presión y es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión. En estas litologías, las condiciones de la deformación son generalmente propias de la facies de prehnita-pumpellita (subesquistos verdes), con estabilidad de una asociación mineral compuesta por mica blanca sericita + clorita + albita + epidota + cuarzo \pm prehnita \pm pumpellita + opacos + óxidos de Fe-Ti.

2.2.1.2.4. Fm. Ámina-Maimón (10) Metavulcanitas, piroclastitas y epiclastitas cloritizadas, dacíticas a andesíticas. Cretácico Inferior (K₁)

Se ha cartografiado, con esta facies, las rocas esquistosadas con un tono verde, en las cuales no se ha podido reconocer, en el campo, un protolito lávico nítido. La mayoría son de composición andesítica a dacítica (sin presencia nítida de cuarzo).

En la topografía, las bandas pluridecamétricas a hectométricas forman frecuentemente una pequeña depresión en medio de las facies ácidas más resistentes a la meteorización, facilitando así la cartografía.

A la mesoescala, la milonitización no facilita la identificación de las estructuras volcanoclásticas. Las brechas con elementos centimétricos son raras. En general la roca presenta un aspecto de toba fina de color verde oscuro, sin que se puede precisar si se trata de piroclastitas o epiclastitas o, a veces, de una lava milonitizada.

Al microscopio, las texturas son granonematoblásticas y granolepidoblásticas algo microbandeadas, blastomiloníticas.

La roca es de composición intermedia y los minerales principales son: actinolita-tremolita, epidota, albita, clorita, biotita, mica blanca (moscovita) y cuarzo, con ilmenita, pirita, circón, y opacos como accesorios.

La asociación es sincinemática con la fábrica Sp-Lp dúctil principal e indicativa de la facies de los esquistos verdes de baja-T.

El protolito fue una roca volcánica de composición intermedia, probablemente de tipo andesítico-dacítico, en la que la mineralogía y texturas han sido completamente traspuestas por la intensa deformación y el metamorfismo sincinemático.

2.3. Cretácico Superior

2.3.1. Fm. Tireo

2.3.1.1. Generalidades

Anteriormente, las unidades vulcanosedimentarias de la Hoja estaban descritas como Complejo Dajabón. En esta cartografía, se atribuyeron a la Fm. Tireo estas formaciones de arco aflorando entre el C. Duarte y las unidades de la Fm. Magua.

Las principales características generales de la Fm. Tireo 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 Hojas de Restauración, Jicomé, Lamedero y Diferencia, parcialmente las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera, 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 subintrusivas.

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. 4).

El nombre de la formación se corresponde el 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. La Fm. Tireo ocupa los dos tercios NE de la Hoja, cubriendo el 64 % de la superficie cartografiada.

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 la 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* diferentes, 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 (cf. Fig. 4) considerándola a gran escala. Cuando se observa a escala más detallada, la del proyecto K, existen zonas aisladas de 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 del 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 como un miembro inferior metamorfozado de la Fm. Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo.

La edad Cretácico Superior para la Fm. Tireo está 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 5). Otras dataciones del 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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 (cf. descripción en § Bois de Laurence) 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.

2.3.1.2. Descripciones particulares a la Hoja de Dajabón

Durante esta cartografía, el Complejo vulcanosedimentario de Dajabón, definido anteriormente por Draper y Lewis (1991b), ha sido atribuido a la Fm. Tireo, en función de sus características litológicas, petrográficas, geoquímicas y estructurales.

Del sur al norte, las diferentes facies se reparten en unidades volcánicas y volcanoclásticas ácidas a intermedias a la base, evolucionando, hacia el techo, a facies vulcanosedimentarias a sedimentarias, con niveles diferenciados de cherts y calizas finas, intruidos por domos y coladas de riolitas.

Se han distinguido, de muro a techo, las siguientes unidades:

- Rocas subintrusivas, volcánicas y volcanoclásticas de composición intermedia,
 - Lavas dacíticas
 - Brechas y tobas dacíticas
 - Tobas finas y epiclastitas intermedias
- Intercalaciones de sedimentos,
 - Chert
 - Sedimentos: pizarras con lutitas predominantes y niveles de epiclastitas
 - Calizas parcialmente silicificadas en alternancias con cherts negros
 - skarn
- Rocas subintrusivas, volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida,
 - Pórfidos micrograníticos cuarzodioríticos
 - Riolitas - Riodacitas: tobas, lavas y subintrusivos

La Fm. Tireo se dispone a lo largo del borde septentrional del batolito de Loma Cabrera formando una banda principal estrecha de 5 km, que se extiende sobre 11 km desde el Cerro Juan Miércoles hasta el límite meridional de la Hoja. La extensión NO desaparece por debajo del glacis aluvial de la zona de Dajabón. Gran parte de la zona norte esta tapada por la cobertera cenozoica y en la parte SE sólo quedan unos "roof-pendants" en el seno de del batolito de Loma Cabrera, con frecuentes afloramientos de skarn en las prolongaciones de las capas de calizas.

2.3.1.2.1. Rocas subintrusivas, volcánicas y volcanoclásticas de composición intermedia

Este conjunto agrupa las lavas dacíticas, las brechas y tobas dacíticas y las tobas finas y epiclastitas intermedias. Se distinguen por sus texturas y presentaciones.

En la topografía, constituyen depresiones suaves con pequeñas lomas, en la parte SE de la faja, donde predominan las lavas, y lomas bien individualizadas, en la parte NO (Loma de Juan Miércoles y Cerro de Frezó) donde predominan las brechas y tobas.

Un fuerte hidrotermalismo altera las facies de esta unidad, particularmente los niveles sedimentarios (chert). Se conocen varios indicios metálicos de oro y cobre, en los sectores de Juan Miércoles, Arroyos Higuero y Agua dulce, que fueron trabajados artesanalmente hasta el fin del siglo XX.

2.3.1.2.1.1. Fm. Tireo (11) Lavas dacíticas. Cretácico Superior (K_2)

Las lavas dacíticas a andesíticas son de color verde, localmente claro. La textura es brechoide y/o porfídica con unas diferenciaciones centimétricas de flujo viscoso. No presentan deformación ni esquistosidad marcada, salvo en los corredores de fallas. La transición con las brechas y tobas se marca por aumento de las facies brechoides y la desaparición de la textura lávica. Constituyen una diferenciación lávica dentro de las brechas y tobas y no tienen relaciones geométricas con los intrusivos del batolito de Loma Cabrera.

2.3.1.2.1.2. Fm. Tireo (12) Brechas y tobas intermedias (dacíticas-andesíticas). Cretácico Superior (K_2)

Las piroclastitas, brechas y tobas, están hidrotermalizadas y localmente muy deformadas (03PU9220).

Por lo general, los clastos corresponden a una roca volcánica de composición intermedia con textura microlítica, localmente vacuolar.

La muestra (03PU9123) presenta una alternancia de brechas con elementos de lava vesicular y de tobas finas y cineritas.

La matriz de composición intermedia a básica está muy hidrotermalizada, con cuarzo, epidota y clorita (Foto 3).

Otras muestras presentan clastos de lavas y tobas dacíticas a riodacíticas (Foto 5) o lapilli de composición intermedia a ácida (03PU9168).

Las tobas lapilli están muy hidrotermalizadas con clastos de rocas volcánicas vacuolares y cristales enteramente hidrotermalizados en clorita, carbonatos, actinolita y microfilitas (03PU9049).

La alteración hidrotermal se marca por una silicificación y sericitización localmente muy fuerte, como en las brechas volcánicas (03PU9220).

Los intrusivos del batolito Loma Cabrera están en contacto por falla con las piroclásticas en la parte meridional e intrusivos en la parte NO, en el sector de la Patilla-Juan Miércoles, donde un cuerpo de cuarzdiorita, ligado al batolito, intruye las tobas.

El contacto con las tobas finas y cineritas infrayacentes es transicional, con disminución del tamaño de los clastos y evolución de facies piroclásticas a epiclásticas.

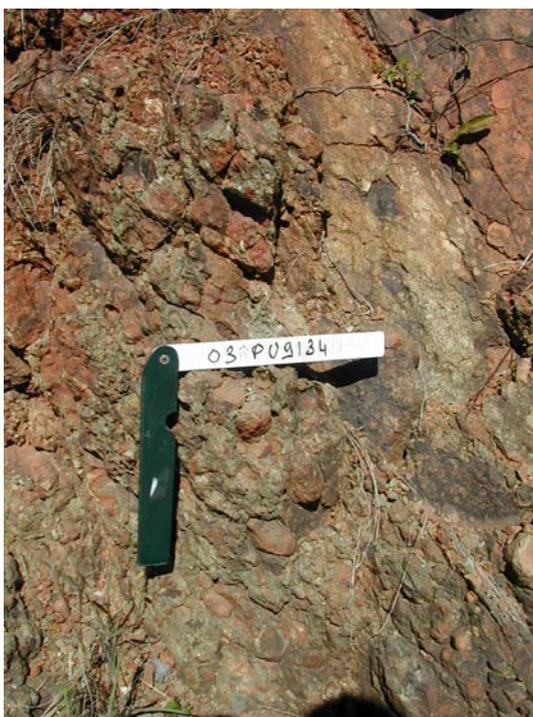


Foto 3 - - Brecha con clastos sub angulosos a sub redondeados en una matriz lávica verdosa clorítica (03PU9134: Lat.: 19.50104; Long.: -71.60013

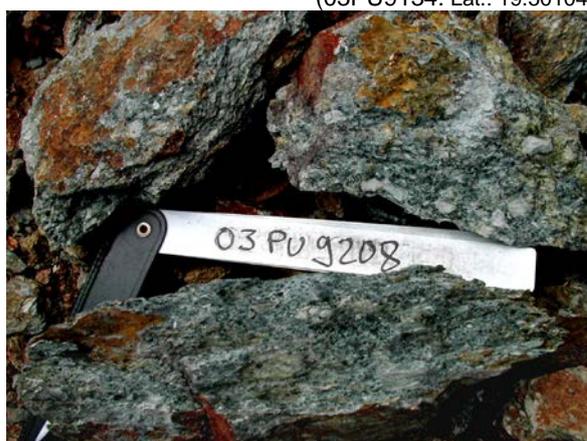


Foto 4 - - Tobas o brechas cloríticas, muy deformadas, de color gris verdoso, con clastos cm angulosos blanco-verdoso, aplastados - meteorización rojiza (03PU9208: Lat.: 19.52658; Long.: -71.63119)



Foto 5 - - Brecha con matriz lávica clorítica verde, con clastos angulosos cm a pluricm de tobas riolíticas con cuarzos mm redondeados (03PU9166: Lat.: 19.50001; Long.: -71.60971)

2.3.1.2.1.3. Fm. Tireo (13) Tobas finas y epiclastitas de composición intermedia. Cretácico Superior (K₂)

Macroscópicamente, estas rocas se caracterizan por un grano fino y un bandeo discreto de color verde y claro, naranja con la meteorización.

Al microscopio, la mineralogía está constituida por cuarzo, plagioclasa y actinolita fibrosa en haz. Una estratificación inicial se marca por una densidad más fuerte de actinolita en unos nivelillos milimétricos (03PU9107).

La muestra 03PU9157 es una roca microcristalina con actinolita en fibras no orientadas, plagioclasa, cuarzo microgranudo y granos diseminados de epidota fina. Su mineralogía indica un quimismo intermedio.

La muestra (03PU 9136) es una roca con textura granoblástica isogranular sin orientación nítida de las filitas.

Estas facies finas y, a un grado menos, las tobas y brechas dacíticas son las unidades que generalmente encajan las facies de cherts descritas a continuación.

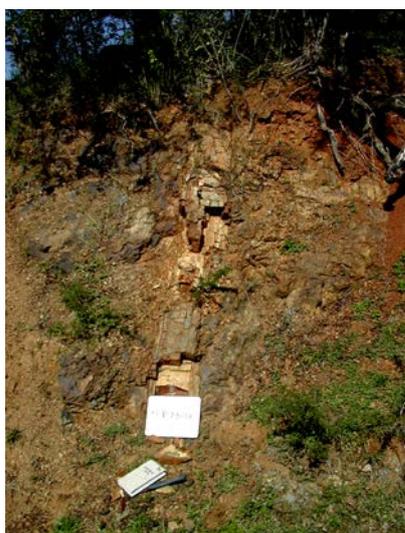


Foto 6 - Nivel de 0.3 m de chert, con figuras de sílice amiboides, intercalado en cineritas verde-naranja (03PU9018: Lat.: 19.53893; Long.: -71.64519)

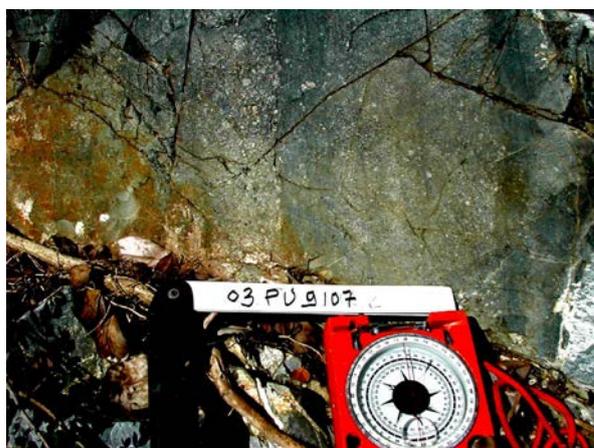


Foto 7 - Niveles dm de cherts blanquecinos, en alternancias con cineritas verdes; presencia de boxworks de pirita (03PU9107: Lat.: 19.52224; Long.: -71.64236)

2.3.1.2.1.4. Fm. Tireo (18) Tobas y lavas riolíticas a riodacíticas. Cretácico Superior (K₂)

Las lavas y tobas riolíticas a riodacíticas forman una loma de 120 m de desnivel, orientada NO-SE, y 5 km de longitud, con laderas abruptas. Son rocas resistentes casi sin desarrollo de suelos y, de hecho, cubiertas por una vegetación de matorrales.

Están relacionadas con los domos de pórfidos que representan las facies subintrusivas.

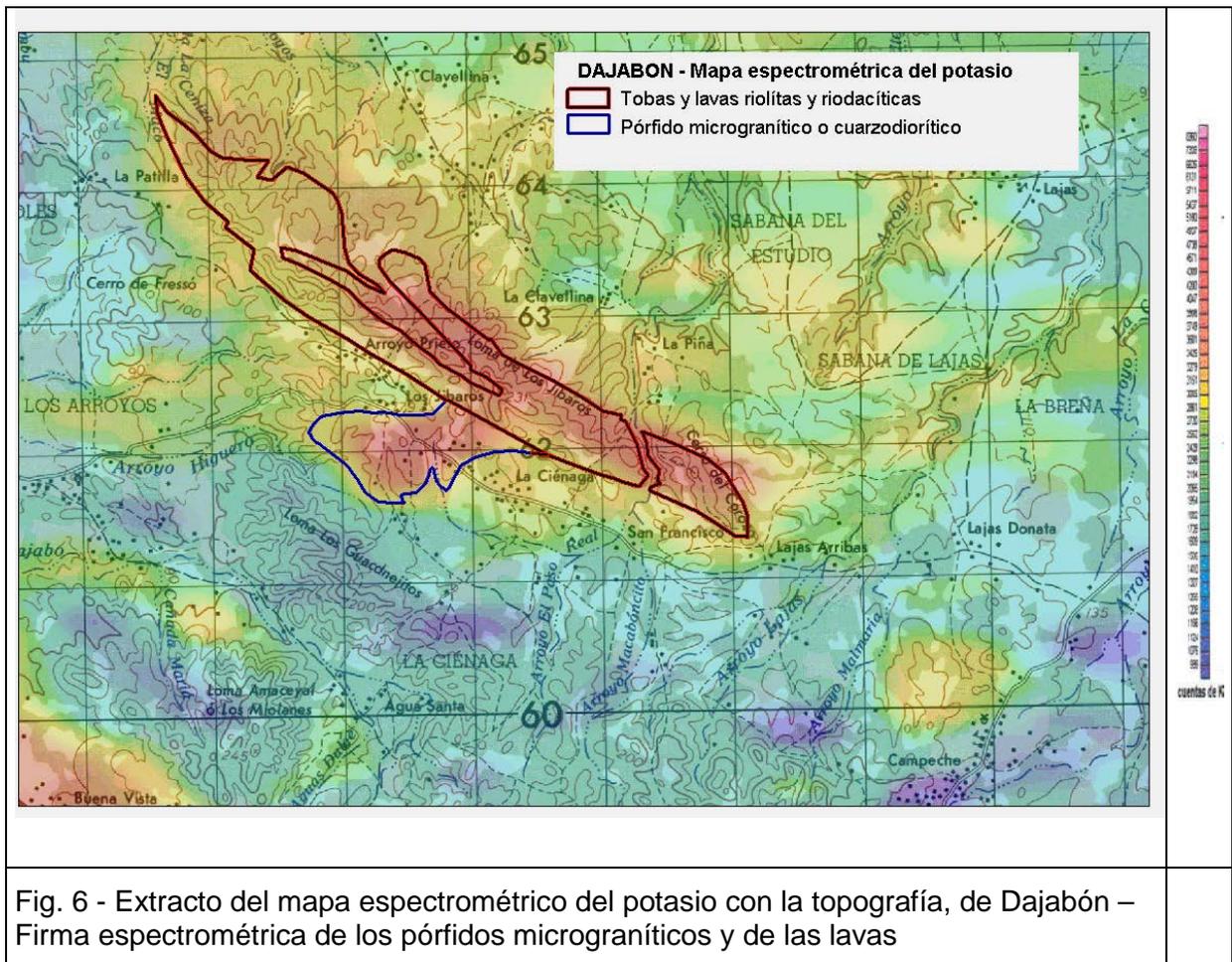
En el mapa espectrométrico (Fig. 6), las lavas y tobas riodacíticas, como los domos subintrusivos, corresponden a una anomalía positiva del K, en relación con la presencia de feldespatos potásicos.

A la mesoescala, las riodacitas son de color gris, con una textura hipocristalina porfídica y una mesostasia afanítica alterada y desvitificada, localmente con una tendencia esferulítica. Los fenocristales milimétricos son cuarzo, plagioclasa y hornblenda.

No se observa esquistosidad ni metamorfismo.

Una alteración hidrotermal fuerte se caracteriza por el desarrollo de sericita (alteración de la plagioclasa) clorita y epidota.

Al microscopio (muestra 03PU9252), está constituida por fenocristales de tamaños milimétricos, de subidiomorfos a alotriomorfos, de hornblenda verde marrón pleocróica, plagioclasa de composición oligoclasa-andesina, quizá algo de sanidina (?) y cuarzo. El anfíbol hornblenda forma prismas idio-subidiomorfos frescos, en zonas con bordes cloritizados. La plagioclasa forma agregados en sinneusis y está bastante reemplazada pseudomórficamente por albita y por agregados muy finos de sericita y epidota. El cuarzo forma cristales limpios con texturas en golfos de corrosión. La mesostasia está formada por un agregado micro y criptocristalino de cuarzo y feldespatos, procedentes de la desvitificación, tendiendo a formar zonas con texturas esferulíticas. Hay zonas que parecen fragmentos líticos (¿autobrechas?) y se observan parches rellenos de clorita secundaria.



2.3.1.2.1.5. Fm. Tireo (19) Pórfidos micrograníticos o cuarzdioríticos. Cretácico Superior (K₂)

El pórfido microgranítico o cuarzdioríticos, se presenta en domo que se extiende sobre 1 km², al sur de la loma de lavas y tobas riolíticas descritas anteriormente (punto 03PU9024). En su borde norte el domo intruye claramente un nivel de chert plegado (punto 03PU9025). En el mapa espectrométrico, el pórfido corresponde a una anomalía positiva del K (Fig. 6).

A la mesoescala, la roca es masiva, sin esquistosidad, de color verde claro, con fenocristales, milimétricos a semicentimétricos, bien visibles, de cuarzo, feldespatos y anfíbol (Foto 8). La mesostasia es afanítica.

Una alteración hidrotermal fuerte se marca por el desarrollo de sericita (alteración de la plagioclasa), clorita y epidota.

Al microscopio, la roca está constituida por fenocristales subidiomorfos a alotriomorfos, de tamaños milimétricos, de cuarzo, feldespato potásico (sanidina?), plagioclasa, oligoclasa, anfíbol y escasas biotitas. El cuarzo presenta golfos de corrosión y la plagioclasa forma agregados tendentes a la sinneusis. La plagioclasa está frecuentemente reemplazada

pseudomórficamente por albita y por agregados de sericita y epidota. La biotita forma escasas placas asociadas a la plagioclasa y está, a menudo, completamente cloritizada. La mesostasia está formada por un agregado micro y criptocristalino de cuarzo y feldespatos, procedentes de la desvitrificación. Algunas zonas presentan texturas esferulíticas.

La presencia del feldespato potásico explica las anomalías positiva del K en las imágenes espectrométricas.

Una datación de la muestra por método U-Pb sobre circones indica una edad de 91.3 ± 2.1 Ma (Cenomaniano-Turoniano).



Foto 8 - - Intrusivo hipovolcánico riolítico con fenocristales cm de cuarzo de sección hexagonal, en una matriz afanítica de color gris claro verdoso; alteración arcillosa y sericítica (03PU9024: Lat.: 19.53737; Long.: -71.63505)

2.3.1.2.2. Intercalaciones de sedimentos en la Fm. Tireo

Los sedimentos intercalados en las facies vulcanosedimentarias se desarrollan en la franja norte de los afloramientos de la Fm. Tireo.

La transición es progresiva entre los cherts, intercalados en las tobas y cineritas descritas anteriormente, y los sedimentos constituidos por pizarras con niveles epiclásticos.

Las alternancias, de calizas parcialmente silicificadas y cherts, constituyen un alineamiento de lentejones que se prolonga en forma de "roof-pendant" en el batolito de Loma Cabrera. En el contacto SE, estos "roof-pendants" han sido transformados en skarn por el metamorfismo de contacto.

2.3.1.2.2.1. Fm. Tireo (14) Cherts. Cretácico Superior (K₂)

Los niveles decimétricos a métricos de cherts, intercalados en las tobas finas y cineritas, son muy característicos (Foto 9). El color gris verdoso y blanquecino a amarillento con la meteorización, subraya un bandeo centimétrico paralelo a la estratificación (Foto 9).

Aislados en los aluviones cuaternarios del valle del río Masacre, 2 km al norte del aeródromo de Dajabón (lat.:19.58264 / long: -71.68017), los bloques métricos de cherts de los eluviones monomícticos han sido datados del Albiano-Cenomaniano Superior (Montgomery *et al.*, 1994).

Las muestras 03PU9146 y 03PU9147 (Foto 13) corresponden a alternancias muy finas de cherts con radiolarios y cenizas volcánicas de quimismo intermedio; el hidrotermalismo posterior se marca por carbonatos, cuarzo, opacos y actinolita fibrosa (Foto 14).

Al microscopio, el mineral dominante es el cuarzo microcristalino a criptocristalino con mica blanca fina diseminada y opacos (pirita) (03PU9014).

En la muestra (03PU9018), en el cuarzo criptocristalino, se observan manchas cristalinas constituidas por cuarzo y feldespatos en una matriz de microfilitas amarillentas (hidromica o sericita).

Hacia el SE, la distinción es difícil entre las facies de las calizas parcialmente silicificadas en alternancias con cherts y skarns. Sin embargo, en cartografía, los cherts han sido restringidos a la facies que no presenta pequeñas intercalaciones carbonatadas o minerales de metamorfismo de contacto (granate o wolastonita).

Al sureste (Piedra Blanca) la estructura bandeada primaria ha sido borrada por una removilización de la sílice en el borde de una falla NO-SE y/o silicificación hidrotermal, que dan al chert un aspecto de vetas de cuarzo blanco microcristalino.

Al microscopio, la muestra 03PU9143 está constituida esencialmente por cuarzo hidrotermal con escasas fibras de anfíbol, epidota y pequeños opacos. Se observa una primera red muy densa de cuarzo y una segunda con epidota y opacos con una alteración de borde marcada por actinolita fina.

En el mismo sector sureste estos cherts aparecen en "*roof-pendant*" en el batolito de Loma Cabrera, sin sus rocas encajantes.

En la zona central (los Jíbaros), los niveles de cherts están intruidos por los pórfidos micrograníticos o riolíticos.

La alteración hidrotermal se traduce por una fuerte silicificación, sericitización y sulfuros (pirita y calcopirita). La meteorización de estos sulfuros ha desarrollado gossans (Foto 13) con óxidos de cobre asociados localmente con baritina (03PU9253 lat: 19.55175 /long: -71.66755), en el Cerro Juan Miércoles. Estos gossans y los eluviones-coluviones correspondientes han sido trabajados para oro.



Foto 9 - Chert con bandeado cm blanquecino a gris verdoso - presencia de pirita y niveles con óxidos de hierro y boxworks de pirita - unos niveles dm pasan a vetas de cuarzo— presencia de unos pozos y trincheras de investigación. (03PU9215: Lat.: 19.52992; Long.: -71.63528)



Foto 10 - Niveles dm de cherts blanquecinos con boxworks de pirita, intercalados con cineritas verdes. El pórfido riolítico intruye los cherts a nivel del piso de la carretera (03PU9025: Lat.: 19.5385; Long.: -71.63434)



Foto 11 - Foto del nivel de chert en la loma situada al este del punto 03PU9112 (03PU9112 : Lat.: 19.52562; Long.: -71.64797)



Foto 12 - Niveles cm a dm de cherts bandeados, alternando con cineritas - estas alternancias parecen intercaladas en cineritas más masivas sin S0 visible (03PU9135: Lat.: 19.50147; Long.: -71.59971)



Foto 13 - Gossan asociado a chert con sílice blanca, boxworks de pirita, óxidos Fe y manchas de óxidos Cu - (03PU9108: Lat.: 19.52478; Long.: -71.64402)



Foto 14 - Alternancias cm a dm de tufitas finas o cineritas y niveles chertosos (03PU9146: Lat.: 19.5204; Long.: -71.58835)

2.3.1.2.2.2. Fm. Tireo (15) Sedimentos: pizarras con lutitas predominantes y niveles de epiclastitas. Cretácico Superior (K_2)

Las pelitas y pizarras presentan una estratificación nítida, subrayada por las alternancias centimétricas a décimétrica de material con grano fino y medio. Esta estratificación está claramente transpuesta por una esquistosidad vertical.

Al microscópico (03PU9157), la roca es microcristalina, con anfíbol, actinolita en fibras no orientadas, cuarzo y plagioclasa microgranudas, y epidota en granos finos. Estos minerales resultan de productos volcánicos finos retrabajados, de composición intermedia.

Esta unidad encaja las facies de calizas silicificadas y skarn descritos a continuación.

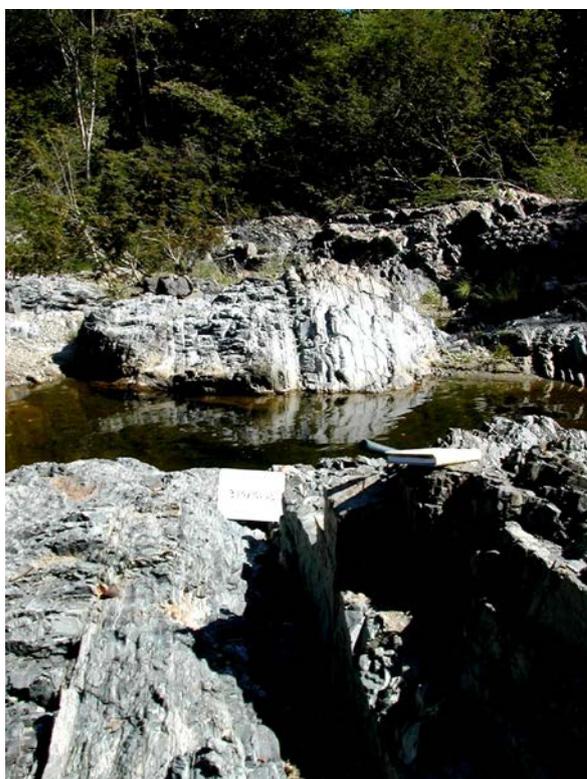


Foto 15 - Alternancias dm de niveles de epiclastitas finas, pelitas grises con lentes cm a dm más silíceas, tendentes a chert, y unos niveles cm de tobas (03PU9158: Lat.: 19.51635; Long.: -71.56745)



Foto 16 - Alternancias de niveles dm de metavolcanitas finas y cm de chert. (03PU9159: Lat.: 19.51768; Long.: -71.56421)

2.3.1.2.2.3. Fm. Tireo (16) Calizas parcialmente silicificadas en alternancias con cherts. Cretácico Superior (K_2)

Las calizas intercaladas en los sedimentos volcanoclásticos, forman lentejones de potencia decamétrica y extensión hectométrica a kilométrica.

Afloran en el borde NO de la Fm. Tireo y se prolongan, hacia el SE, con las calizas muy metamorfizadas en skarn.

Resaltan en la topografía por la meteorización diferencial entre los niveles silíceos y carbonatados y el contraste de color entre los hidróxidos rojos de hierro y pardo de manganeso.

Los contactos con los sedimentos encajantes son transicionales, por disminución de los niveles silíceos.

Al microscópio (03PU9266, 03PU9248, 03PU9249, 03PU9250), la roca presenta un grano muy fino, con granoclasificación, recristalizado.

Se observan radiolarios abundantes, de formas redondas y ovoides, en una matriz microcristalina de carbonatos, clorita, cuarzo fino y opacos microcristalinos.

Los radiolarios están aplastados y recristalizados, lo que impide la datación.

Algunas muestras aparecen hidrotermalizadas, con cuarzo y sericita (03PU9266).



Foto 17 - - Alternancias mm a cm de pizarras grises y calizas, con chert (03PU9268: Lat.: 19.55461; Long.: -71.63781)



Foto 18 - - Micrita silicificada con radiolarios. Los microdiscos blancos son secciones de radiolarios completamente recristalizados (indeterminable) en un sedimento muy fino, con gradación sedimentaria (Lamina delgada 5974-1-BRPU-F2-9251: Lat.: 19.5443; Long.: -71.6358)

2.3.1.2.2.4. Fm. Tireo (17) Skarn. Cretácico Superior (K₂)

En el sector SE, al este del río Chacuey, la Fm. Tireo se adelgaza hasta tener una potencia aparente de 500 m. Está limitada al norte por un pequeño macizo de tonalita-diorita y al sur por el conglomerado de Bulla.

Los skarns resaltan fuertemente en la topografía, al contrario de las demás facies vulcanosedimentarias de la Fm. Tireo. Forman pequeñas lomas, de 50 m de desnivel (Foto 19), orientadas NO-SE, con las laderas cubiertas por eluviones-coluviones de skarns.

Los niveles de skarn presentan una potencia real de 5 m y, como las calizas con niveles de chert, un bandeo subvertical (S0-S1) milimétrico a pluricentimétrico (Foto 21 y Foto 19).

En los afloramientos de la extremidad SE, el bandeo es irregular y plegado; los skarns aparecen en “*roof-pendant*” adentro del intrusivo (Foto 22).

A la mesoescala, la roca es silíceo, muy resistente, de grano fino, con nivelillos subrayados por la presencia de pequeños granates. Localmente, el bandeo de los skarns está inyectado por pequeños sills de diorita, de potencia decimétrica (Foto 21).

Al microscopio (03PU9180, 03PU9182 y 03PU9659), la textura es granoblástica y localmente de reemplazamiento. La mineralogía se compone de cuarzo, epidota, clinopiroxeno, anfíbol, granate, plagioclasa, carbonatos y unos opacos.

Los minerales se reparten en niveles de cuarzo, plagioclasa, anfíbol incoloro (wolastonita) y carbonatos, alternando con niveles de granate, cuarzo y plagioclasa. Esta organización precóz está afectada por circulaciones de fluidos que alteran la plagioclasa y forman la epidota.

Los skarns, equivalentes de los cherts datados por Montgomery et al. (1994) al NE de Dajabón, permiten asignar una edad post Albiano-Cenomaniano Superior al batolito de Loma Cabrera.

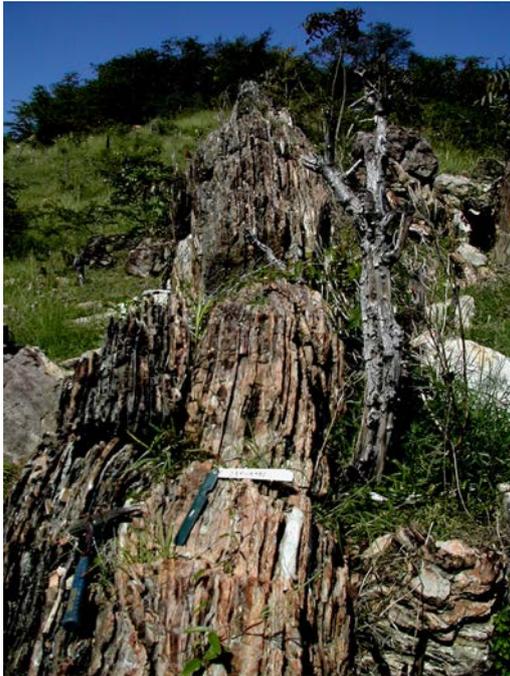


Foto 19 - Skarn con bandeado cm blanquecino a gris verdoso, y manchitas de granate -(presencia de pirita y de niveles con boxworks de pirita y óxidos Fe) intruido por pequeños sills de diorita con anfíbol, de grano medio; (03PU9182 Lat.: 19.51192; Long.: -71.5602)



Foto 20 - chert con bandeado cm blanquecino amarillento a gris verdoso (03PU9181) Lat.: 19.51161; Long.: -71.55944



Foto 21 - Chert con bandeado cm gris verdoso - (presencia de pirita y niveles con boxworks de pirita y óxidos Fe) intruido por pequeños sills de diorita con anfíboles. (03PU9180: Lat.: 19.51156; Long.: -71.55921)

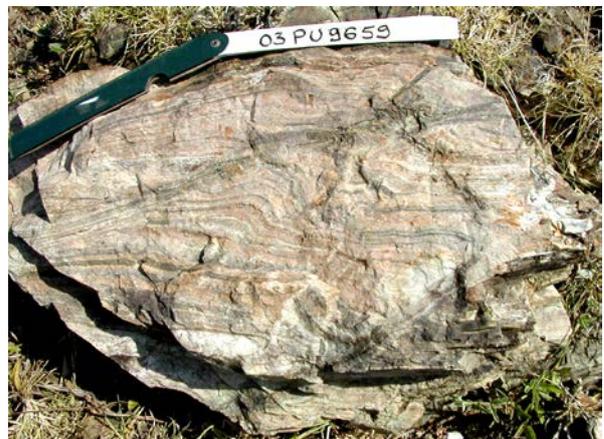


Foto 22 - Pequeño "roof pendant" de chert skarnoide, con un bandeado plegado de silicatos cálcicos, inyectado por vetillas cm de dioritas (03PU9659: Lat.: 19.51004; Long.: -71.5312)

2.4. Paleoceno - Eoceno Superior

2.4.1. Fm. Magua

2.4.1.1. Generalidades

La Fm. Magua 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 predominantemente 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 metamorfozada y se dispone discordante angularmente sobre el C. Duarte y la Fm. Tireo metamorfozados 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 Paleoceno superior – Eoceno Superior.

Las rocas volcánicas de la Fm. Magua están bien representadas en las Hojas de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón. 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 espilitica. 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 subofítica, 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 embargo, algunas brechas basálticas corresponden a 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 espilitica. 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 tuffíticas de la Fm. Magua consisten en tobas finas y cineritas líticas y cristalinas, de tonos oscuros, cuyo origen puede ser tanto volcanoclástico como vulcano-sedimentario. 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 anfíboles. 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 líticas. 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 dacítica-tonalítica 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 peraluminicos, 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 albitica, 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 cuarzo-feldespáticas 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.

2.4.1.2. Descripciones particulares en la Hoja de Dajabón

Las diferentes unidades de la Fm. Magua individualizadas en la Hoja de Dajabón son las siguientes:

- Basaltos
- Brechas basálticas
- Conglomerados y brechas conglomeráticas
- Calizas, lutitas y areniscas calcáreas

- Calizas masivas predominantes y calizas tableadas
- Riolitas y brechas riolíticas

Las calizas masivas y basaltos son las unidades las más representadas.

La Fm. Magua cubre el 2.38% de la superficie de la Hoja, a lo largo de la Zona de Falla de La Española, orientada SE-NO.

Al SE, las facies son más diversificadas que al NO donde las calizas masivas y los basaltos sólo afloran en ventanas a través de la cobertera miocena o cuaternaria, hasta 4 km al sur del borde sur de la Española.

Las dataciones por microfaua han permitido atribuir las calizas al Eoceno y las turbiditas con material conglomerático volcánico al Paleoceno terminal o Eoceno basal.

2.4.1.2.1. Fm. Magua (20) Basaltos. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)

Las exposiciones de basaltos son escasas; sin embargo se correlacionan con anomalías magnéticas positivas (Fig. 7). La anomalía de Clavelina, situada 4 km al sur del borde meridional de la Zona de Falla de La Española, presenta una fuerte asimetría con gradiente fuerte al sur y suave al norte, sugiriendo un buzamiento norte de los basaltos y un espesor reducido de la cobertera terciaria.

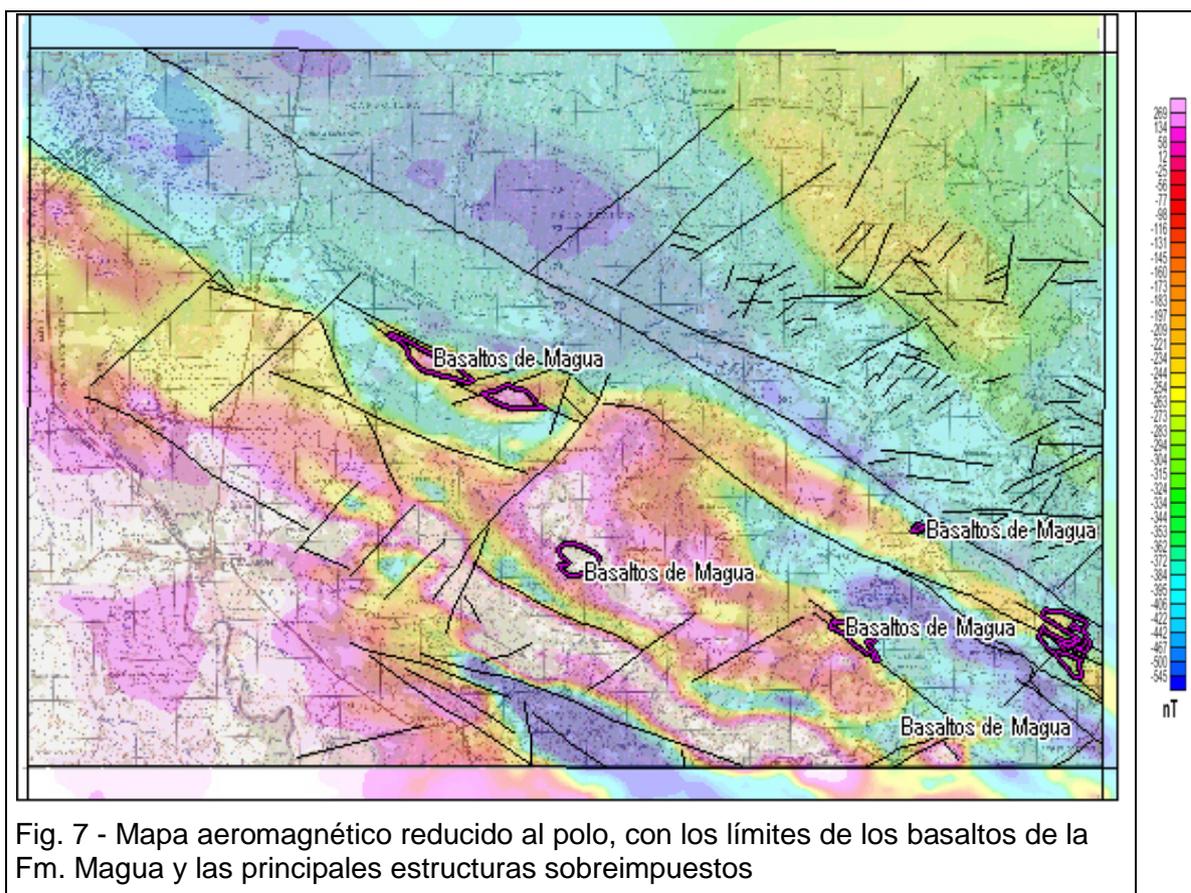
Las demás anomalías corresponden probablemente también a cuerpos basálticos estirados a lo largo de Zona de Falla de La Española y que se extienden por debajo de la cobertera terciario-cuaternaria, más allá de la frontera haitiana (Zona de Sánchez).

Los basaltos, a menudo vacuolares, (Foto 23), son de color gris azulado a morado y rojizo a pardo con la meteorización. Las vacuolas son milimétricas con un relleno arcilloso negro o blanco.

Al sur del Cerro Cayuco aparecen facies porfídicas.

La deformación frágil es muy fuerte y densa, dentro de la Zona de Falla de La Española.

No se observa esquistosidad.



2.4.1.2.2. Fm. Magua (21) Brechas basálticas. Paleoceno - Eoceno Superior (P₁- P₂³)

Estas brechas corresponden localmente a una autobrechificación (Foto 24) de las coladas basálticas descritas anteriormente y el límite con los basaltos no es siempre nítido; varios niveles de brechas están intercalados entre las coladas basálticas.

El color es pardo a rojizo con clastos angulosos centimétricos a decimétricos en una matriz poca consolidada.

2.4.1.2.3. Fm. Magua (22) Conglomerados y brechas conglomeráticas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)

Esta facies conglomerática (Foto 25 y Foto 26) es muy parecida al conglomerado de Inoa, pero las edades son diferentes. En esta Hoja, las calizas conglomeráticas suprayacentes a los conglomerados y brechas han sido datadas, en el curso de este trabajo, del Paleoceno terminal a Eoceno basal, mientras que los conglomerados de Inoa son Oligoceno Inferior, en la Hoja de Monción.

Las brechas conglomeráticas son de color rojizo, con 30 a 70% de clastos polimícticos subangulosos a redondos, centimétricos a decimétricos, de diorita, metavolcanitas y cuarzo. La matriz arcillosa roja, poca consolidada, es de tipo grauvaca o arcósica, frecuentemente carbonatada.

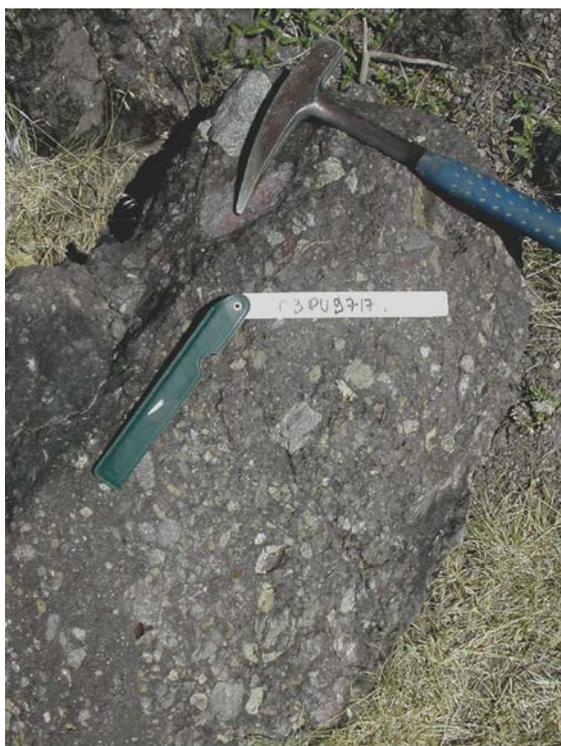


Foto 25 - Brecha conglomerática rojiza con clastos redondos cm polimícticos (diorita/metavolcanitas/calizas/ cuarzodiorita) en una matriz arcillosa roja de tipo grauvaca (03PU9717: Lat.: 19.52497; Long : -71.51497)



Foto 26 - Conglomerado con 40% de clastos redondos en una matriz arcillosa pelítica beige, localmente carbonatada (03PU9724: Lat.: 19.53314; Long. : -71.51167)

2.4.1.2.4. Fm. Magua (23) Calizas, lutitas y areniscas calcáreas. Paleoceno - Eoceno Superior (P₁- P₂³)

Esta unidad, poco representada en la Hoja, agrupa las calizas con intercalaciones detríticas, de potencia métrica a decamétrica, de grano fino (lutitas) a medio (areniscas). Estas facies corresponden a las pelitas y pizarras carbonatadas cartografiadas en las Hojas vecinas.

La carbonatación puede ser débil o fuerte.

Los 2 estudios de fauna realizados durante este proyecto (ERADATA, 2004) están resumidos en la Tabla 3:

punto de muestreo	Lat.: Long.	# de muestra	Descripción de campo	Nombre	Textura	Litofase	Fauna	Bioestratigrafía	Medio de depó sito
03 PU 9711	19.52730; -71.51749	58741_BR PU**T197 11	lutitas o calizas gris finas masivas poco arenosas	Siltita	Packestone	Bien clasificados feldespatos chert extraclastos de volcanitas microlítica, olivino?, y filosilicatos	Azoico	indeterminable	detrítico fino volcánico a volcanosedimentario probablemente turbiditas
03 PU 9713	19.52765; -71.51681	5874- 1_BRPU** T19713	Calizas arenosas con clastos subangulosos cm	Litarenita bioclástica litobiomicrocristalina	Packestone microbrecha heterogénea con figuras de imbricación	Bien clasificados, angulosos, feldespatos, extraclastos de chert, dolomita? volcanitas microlítica, glauconita o olivino? y filosilicatos	Planctónicos : Morozovella acutispirra o acuta / Acarinina accepta - Benticos : Discocyclina sp. / Amphistegina sp / Elphidium sp / Ranikothalia sp.	Paleoceno terminal a Eoceno basal / -56 à -55.5MA	Facies turbidítico compuesto de material de plataforma carbonatada y de diversos clastos volcanosedimentarios

Tabla 3: Dataciones por microfauna de la unidad (23) calizas, lutitas y areniscas calcáreas de la Fm. Magua (ERADATA, 2004)

Ambas rocas corresponden a turbiditas de composición detrítica con material volcanosedimentario. Contienen clastos bien clasificados, angulosos, de los basaltos infrayacentes, de feldespatos, extraclastos de chert, de dolomita?, de volcanitas microlíticas.

Marcan la transición entre el Paleoceno volcánico subaéreo y la cuenca carbonatada eocena como lo confirma la bioestratigrafía de las calizas descritas à continuación



Foto 27 - Loma de calizas, al sur del Llano; sector SE de la Hoja de Dajabón (03PU9711: Lat.: 19.5273; Long. : -71.51749)



Foto 28 - Calizas beiges, finas, brechificadas por una red de vetillas cm de calcita (Camino atravesando la loma del Llano) (03PU9724: Lat.: 19.53314; Long. : -71.51167)

2.4.1.2.5. Fm. Magua (24) Calizas masivas predominantes y calizas tableadas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)

Las calizas masivas y tableadas constituyen la unidad más representada de la Fm. Magua en la Hoja. Aparecen en varias exposiciones a lo largo del límite meridional de la Zona de Falla de La Española, orientada SE-NO. Constituyen una sucesión discontinua de lomas localmente tabulares, desde Cerro Llano al SE, Cerro Cayuco al centro, Cerro Cañongo y Sánchez al NO.

Las calizas son masivas, micríticas con microfósiles en la parte NO y tableadas en alternancias con niveles masivos al SE.

Las calizas masivas son de color beige a marrón claro, con una estratificación poco visible a escala microscópica.

La geomorfología de los cerros, particularmente la del Cerro Cayuco, permite deducir una estratificación con un buzamiento norte de 45°. La meteorización ha desarrollado una superficie de tipo lapiaz, con acumulación de bloques, cubierta por una vegetación de cacteos y matorrales espinosos muy densos.

Al SE, las calizas masivas se intercalan con calizas tableadas arcillosas, de color rosado a gris, localmente recristalizadas, de color blanco a gris oscuro o brechificadas, con vetillas centimétricas de calcita blanca. Algunos niveles son arenosos y pelíticos, con cambio progresivo de facies hasta las pelitas calcáreas ya descritas.

Cinco de las seis facies han dado edades bioestratigráficas bien correlacionables. Los resultados están resumidos en la Tabla 4:

Punto de muestreo	Lat. ° dec. WGS84	Long. ° dec. WGS84	# de muestra	Descripción de campo	Nombre	Textura	Bioestratigrafía	Fauna	Medio de depósito
03PU9284	19.59890	-71.66509	58741_BR PU**F1PU 9284	Calizas marrón claro a beige con alteración típica de calizas	Biomicrita a biopelmicrita	Wackestone mudstone a grapestone	Eoceno Superior Priaboniano Biozonas / P15 P16 / -37 _-34MA	Planctónicos: Catapsydras dissimilis / Pseudohastigerina sp./ Globigerina theka / Subolina spp - Benticos: Rotalidae / Brizalina sp	Marino infralitoral a cercalitoral (mar abierta con aportes de medios más internos)
03PU9298	19.60014	-71.65806	58741_BR PU**F1PU 9298	calizas masivas marrón claro con unos microfósiles	Biomicrita a biopelsparita	Wackestone a grapestone microbrechificado bioturbados	Eoceno Medio alto Lutetiano a Bartoniano	Benticos: Textulariidae / Amphistegina sp / Rotalidae / Miliolidae / Brizalina sp. Boliviniidae? / Planorbulinidae	marino litoral en dominio perirecifal
03PU9358	19.62462	-71.72017	58741_BR PU**F1PU 9358	Calizas café con leche recristalizados con microfauna	Biomicrita a biomicrosparita	Wackestone a packestone	Paleoceno sup a Eoceno	Planctónicos: Subbotina sp. - Benticos : Aglutinados biseriados / Discocyclusa sp. / Brizalina sp. / Rotalidae / Miliolidae / Nummulitidae / Amphistegina sp / Assilina? / Planorbulinidae	Marino infralitoral
03PU9362	19.61300	-71.70527	58741_BR PU**L1PU 9362	Calizas café con leche recristalizados con microfauna	Lithorudita	Juntada sin argamasa	Material removilizado de Paleoceno sup a Eoceno basal - depósitos del Eoceno Inferior	Planctónicos: Subbotina sp. - Benticos : Rotalidae / Textularia sp./ Nummulitidae / Amphistegina sp. / Aglutinados biseriados / Ranikothalia sp. / Discocyclusa barkeri	intra brechificación medio marino interno de plataforma - turbiditas alta profundidad
03PU9730	19.53362	-71.52123	58741_BR PU**F1 PU9730	Calizas masivas finas de color rosado a naranja, con raras vetillas cm de calcita	Litomicrita	Wackestone	Sin criterios	Azoico	dominio supralitoral probable dolomitización importante
03PU9734	19.53229	-71.52368	58741_BR PU**L1 PU9734	Calizas grises finas con meteorización amarillenta; niveles regulares alternando con calizas arcillosas	Biomicrita parcialmente silicificada	Mudstone laminada y bioturbada	Eoceno Inferior a Medio: Ypresiano a Lutetiano P7 pro parte P10 pro parte _ -52.3 a -46MA	Planctónicos : Morozovella sp. / Subolina sp. / Igorina convexa / Acarinina bullbrooki / Morozovella aequa - Benticos : Boliviniidae / Buliminidae / Cibicides Nodosaria sp.	cuenca batial

Tabla 4: Dataciones por microfauna de la unidad (24) calizas masivas predominantes y calizas tableadas de la Fm. Magua (ERADATA,2004)

Estas calizas se reparten en todo el Eoceno y contienen localmente trazas de removilización turbidítica de material del Paleoceno Superior al Eoceno basal. El medio de sedimentación es claramente marino, infralitoral o de plataforma. Una sola muestra (03PU9730) presenta una fuerte dolomitización, característica de un medio supralitoral.

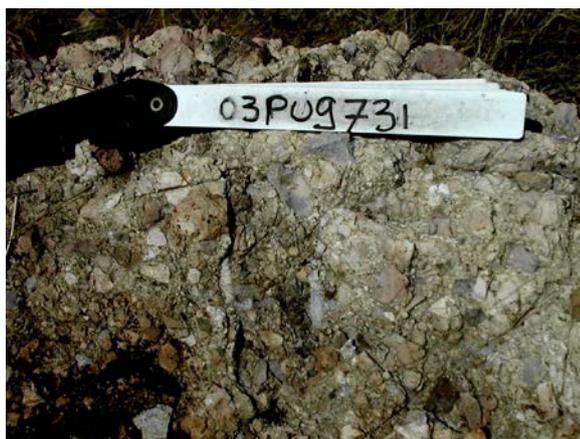


Foto 29 - Brecha calcárea, con clastos, cm a plurim, angulosos y redondeados, no deformados, y matriz gris oscuro de calizas arenosas gris (03PU9731: Lat.: 19.53337; Long. : -71.52157)

2.4.1.2.6. Fm. Magua (25) Riolitas y brechas riolíticas. Paleoceno - Eoceno Superior (P₁-P₂³)

Las riolitas y brechas riolíticas están poco representadas en la Fm. Magua. Se presentan en lentejones, de potencia métrica y extensión decamétrica, intercalados con los basaltos, pelitas calcáreas y conglomerados o brechas conglomeráticas.

2.4.1.2.7. Relaciones espaciales de las unidades de la Fm. Magua

A pesar de los numerosos contactos fallados en la Zona de Falla de La Española, se observan relaciones espaciales de diferentes tipos entre las unidades de la Fm. Magua:

Las coladas basálticas están interestratificadas con las brechas basálticas, con localmente, facies de autobrecha en los bordes de coladas.

El contacto de los basaltos con los conglomerados y brechas conglomeráticas es progresivo, con un redondeamiento y un aumento de la proporción de los clastos basálticos.

Los contactos de los basaltos con las calizas, lutitas y areniscas calcáreas y el contacto de las brechas basálticas con las calizas masivas (Cerro Cayuco) son nítidos y probablemente fallados.

Los contactos de los conglomerados y brechas conglomeráticas con las calizas, lutitas y areniscas calcáreas son transicionales, por aumento de la matriz carbonatada en las brechas y conglomerados, asociado a una disminución del tamaño de los clastos.

El contacto entre las calizas masivas y tableadas y las calizas, lutitas y areniscas calcáreas es transicional, con aumento de la proporción arcillosa o detrítica.

Las riolitas y brechas riolíticas están en general concordantes con las rocas encajantes (basaltos, calizas, lutitas y areniscas calcáreas, brechas conglomeráticas).

Al SE, se observa el contacto por falla de la Fm. Magua (basalto, brecha basáltica, brecha conglomerática) con el límite norte del batolito tonalítico de Loma Cabrera, en el borde meridional de la Zona de Falla de La Española.

La cobertera tercio-cuaternaria es claramente discordante sobre la Fm. Magua; se distinguen 4 sectores del SE al NO:

Al SE, el conjunto de la Fm. Magua aflora en una ventana de la FM. Cercado

Al centro, sólo los basaltos de la Clavelina afloran en una pequeña ventana del conglomerado Bulla y de la Fm. Cercado.

Al NO, las calizas y basaltos afloran en una ventana cuaternario.

A la extremidad NO, fronteriza con Haití, las calizas aparecen en una ventana de la Fm. Guarabo.

La individualización de estos 4 sectores de forma romboédrica, en medio de una topografía poco acentuada, resulta del juego del sistema de falla SE-NO y SO-NE (desgarre senestro de La Zona de Falla de La Española y Riedel correspondientes).

2.5. Oligoceno Superior - Mioceno Inferior

2.5.1. Fm. Bulla. Conglomerado

2.5.1.1. Generalidades

Definida en 1920 por Cooke, frente al poblado de Bulla, en un cortado o barranco del río Mao, y considerado en un principio como de escaso desarrollo lateral; con posterioridad Marcano (1984) lo cita en Jánico, San José de las Matas, alrededores de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón, así como en la parte sur de la Cordillera Central, en San Juan de la Maguana.

El Conglomerado Bulla fue considerado como el miembro basal de la Fm. Cercado, al igual que el Conglomerado de Baitoa, pero este con abundantes fósiles marinos y como parte del anterior (Palmer, 1979). En el Conglomerado Bulla, Cooke (1920) cita fósiles marinos de aguas someras solo en su parte superior, en la localidad tipo. Sin embargo Bermúdez (1949) cita fósiles marinos en algunas lentes de arena dentro del conglomerado. Para Marcano (1984) Bulla es azoico y debe considerarse como una formación propia; para este autor el lugar señalado con fauna marina no corresponde al conglomerado, sino que se situaría más al norte, en la Fm. Cercado.

El Conglomerado Bulla es de color gris amarillento y está formado por cantos ígneos fundamentalmente, sobre todo de composición ácida (tonalitas y granitoides), pero también

de rocas básicas (gabros y basaltos), así como de cuarzo, pizarras, calizas, y cantos de conglomerados. La mayor parte de los cantos presentan una deformación previa, y son de tamaño muy variable, según su proximidad al área fuente, que suele estar condicionada por fracturas. Se encuentran bloques de orden métrico, hasta de ocho metros, muy angulosos a semiredondeados, hasta cantos centimétricos con matriz arenoso-limosa en proporción variable.

El espesor observable suele ser de una o varias decenas de metros, pero pueden llegar a 100m. Cooke (1920) cita una potencia de 120 m en la localidad tipo, que correspondería a la máxima potencia observada. Tienen una disposición subhorizontal, ligeramente buzando al norte entre 5 y 15°. Por la distribución y forma de los afloramientos, así como otras características estratigráfico-sedimentológicas, se trata de importantes abanicos aluviales asociados principalmente a la reactivación de fracturas. La base del conglomerado está marcada por una fuerte discordancia, apoyándose sobre diferentes unidades como son el C. Duarte y las formaciones de Ámina-Maimón y Magua, incluyendo el Conglomerado de Inoa.

Al oeste de Monción y norte de Gurabo, en el conglomerado se intercalan lentejones formados por cantos predominantemente calizos, muy coralinos, que terminan constituyendo lentejones procedentes de la erosión de niveles de calizas masivas que intercalan en la serie (Caliza de Monción).

En las cartografías previas disponibles, la Caliza de Monción correspondía a un afloramiento único de aproximadamente 3 km de longitud y 1 km de anchura. En este trabajo se ha podido constatar la existencia de dos tipos diferentes de calizas en el mismo afloramiento, separadas entre si por un paquete de conglomerados tipo Bulla; las calizas inferiores pertenecen a la Fm. Magua, presentan un fuerte cizallamiento con una estructuración algo compleja, y las dataciones efectuadas ofrecen una edad Eoceno Superior-Oligoceno; en cambio, las calizas superiores se disponen de forma subhorizontal o ligeramente basculadas hacia el NNE, han sido datadas como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, y son las que deben considerarse como Caliza de Monción, de forma exclusiva.

Generalmente los conglomerados pasan lateral y transicionalmente a las facies siliciclásticas de la Fm. Cercado, llegando a desaparecer el conglomerado basal; otras veces el contacto es neto, coincidiendo con superficies de interrupción de la sedimentación.

La edad atribuida de forma generalizada es Mioceno Inferior, pero puede comprender también parte del Oligoceno terminal, edad tradicionalmente admitida de la Caliza de Monción, aunque ésta puede extenderse e incluso limitarse al Mioceno Inferior, según dataciones realizadas durante este trabajo. Las partes altas de la unidad, por encima de la

caliza de Monción o de su discontinuidad equivalente, pasan lateralmente a la Fm. Cercado, por lo que deben considerarse de edad Mioceno Superior. Así pues la Formación incluye una discontinuidad, no apreciable cuando la caliza de Monción esta ausente, que abarcaría la totalidad del Mioceno Medio y parte del Mioceno Inferior así como posiblemente los tramos más bajos del Mioceno Superior.

2.5.1.2. Descripción particular a la Hoja de Dajabón

2.5.1.2.1. Fm. Bulla (26) Conglomerado. Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (P_3^3 - N_1^1)

El conglomerado aflora en la parte centro meridional de la Hoja. Forma lomas bien marcadas, orientadas SE-NO, con desniveles medios (50 m). Está constituido al 80 % por clastos centimétricos a decimétricos, redondeados a sub-redondeados, localmente sub-angulosos, mal clasificados, con una matriz arenosa de color beige naranja. Los clastos son de tonalitas, dioritas, metavolcanitas verdes, meta-anfibolitas y cuarzo. La matriz arenosa es poca consolidada y no se observó facies con matriz calcárea, y tampoco restos fósiles. La estratificación no es muy visible a la escala métrica, debido a la mala clasificación del material. Aparece una estratificación horizontal visible por clasificación granulométrica en los afloramientos de extensión hectométrica (Foto 32).

Los criterios utilizados para distinguir el conglomerado Bulla de los niveles conglomeráticos de la Fm. Cercado son:

- La presentación topográfica, ya descrita, de los conglomerados,
- La presencia de clastos de tonalita muy meteorizada indicando un depósito muy proximal,
- Los clastos sub-redondeados a sub-angulosos más abundantes así que el tamaño más grande de los clastos.

El contacto con las lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados suprayacentes es transicional, por disminución del tamaño de los clastos y aumento del porcentaje de matriz. Localmente aparecen intercalaciones métricas de lutitas y areniscas finas (Foto 31 y Foto 30).

El contacto discordante y ondulado con las formaciones infrayacentes (intrusivos o metavolcanitas de la Fm. Tireo) no aparece claramente, ocultado por los eluviones residuales del conglomerado. Además, el conglomerado presenta huecos de sedimentación en el sector SE, donde las lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas yacen directamente por encima de las tonalitas del batolito de Loma Cabrera. Su espesor oscila entre 0 y 70 m máximo, tal como lo demuestran las numerosas ventanas de basaltos de la Fm. Magua o

de tonalitas que aparecen en su franja septentrional. Al contrario, los depósitos más desarrollados están espacialmente ligados a las desembocaduras de dos paleo-valles que corresponden actualmente a los ríos Chacuey y Macaboncito.

De la misma manera, más al norte, alrededor de las ventanas de metavolcanitas de la Fm. Ámina-Maimón y de las rocas eocenas de la Fm. Magua el conglomerado no existe. Eso confirma su carácter de depósito proximal al pie de la Cordillera Central, a la desembocadura de paleo-valles.



Foto 30 - conglomerado de tipo Bulla con intercalaciones métricas de siltitas gris a naranjas erosionadas por el nivel conglomerático infrayacente (03PU9061: Lat.: 19.52765; Long.: -71.59855



Foto 31 - Conglomerado poco clasificado, con cantos redondos polimícticos de rocas vulcanosedimentarias dominantes e intrusivos de cuarzodiorita y gabrodiorita, con intercalaciones erosionadas, de potencia irregular, de siltitas y lutitas naranjas y niveles beige de arenas mal clasificadas con S0 oblicua (03PU9151: Lat.: 19.52475; Long.: -71.58147)



Foto 32 - Conglomerado Bulla con cantos decimétricos redondos, polimícticos, de diorita, tonalita arenizada y rocas vulcanosedimentarias; presencia de niveles (30cm) de arenas gruesas con S0 oblicuas y lutitas siltitas de color naranja (03PU9178: Lat.: 19.50213; Long.: -71.56471)

2.6. Mioceno Superior

2.6.1. Fm. Cercado

2.6.1.1. Generalidades

La Fm. Cercado se apoya en contacto conforme o paraconforme sobre la Fm. Bulla o en contacto discordante sobre las Formaciones Magua y Ámina-Maimón. La potencia máxima de la Formación es de unos 400 m en las Hojas de Mao y Monción, disminuyendo hacia el oeste hasta casi desaparecer en las proximidades de Pepillo Salcedo. Dentro de la Formación se diferencian tres miembros informales, uno inferior predominantemente detrítico, un miembro medio de predominio margoso y un miembro superior carbonatado (Calizas de Ahuyamas).

El miembro detrítico inferior se desarrolla preferentemente al oeste del río Cana y desaparece al Este del río Gurabo. La serie está constituida fundamentalmente por lutitas, limolitas y arenas, localmente conglomeráticas. Los conglomerados presentan bases erosivas y amalgamaciones y las areniscas presentan estratificación cruzada y laminaciones cruzadas y “hummocky” de media escala así como niveles de cantos residuales. En la parte alta de la serie se encuentran areniscas de estratificación sigmoidal con bases canalizadas y limolitas edafizadas. El medio de depósito de la serie se correspondería con una llanura deltáica compleja, evolucionando de proximal a distal de muro a techo y de oeste a Este. La relativamente rápida desaparición del miembro, por cambio lateral a facies más profundas al Este del río Cana, se puede relacionar con la presencia de un escalón estructural a favor de una falla normal sinsedimentaria afectando a los materiales del zócalo (Accidente de Cana-Gurabo). Este accidente, con una traza NS o tal vez NO-SE), como se verá más adelante, va a representar un factor de control fundamental en la estructuración de la cuenca.

El miembro medio presenta como litología predominante margas con algunas intercalaciones de areniscas finas y calizas bioclásticas arenosas. El accidente de Cana-Gurabo continúa controlando la sedimentación con presencia de facies más someras y menos potentes al oeste de dicho accidente, donde predominan las alternancias de conglomerados (en ocasiones con troncos sideritizados), areniscas calcáreas, margas bioclásticas, y en algunos puntos niveles de lignitos autóctonos. En las Hojas de Martín García y Dajabón las facies corresponden a medios marinos someros e incluso transicionales, de estuario, “lagoon” y marismas, mientras que en la Hoja de Monción los ambientes transicionales se limitan a los metros basales de la serie pasándose hacia techo a ambientes de plataforma somera e incluso de plataforma profunda, con depósito de

margas de cuenca de tonos verdosos y con abundante contenido de foraminíferos planctónicos. Hacia el techo de la serie se produce una nueva somerización con ambientes de plataforma media representados por margas con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas de origen tempestítico. La tectónica sinsedimentaria se manifiesta en la Hoja de Martín García con la presencia de diques clásticos y alguna pequeña falla extensional sinsedimentaria y en la sección del río Gurabo con la presencia de niveles de sismoevento al techo del miembro ya notados por Saunders et al (1986).

El miembro Superior, calizas de Ahuyamas, con una potencia máxima del orden de los 120 m esta constituido fundamentalmente por calizas arenosas intensamente bioturbadas y calizas nodulosas, presentando en su parte media una intercalación de carácter más margoso. Los tramos basales son ricos en corales, a veces en posición de vida y muestran geometrías progradantes en "onlap" sobre las margas del miembro medio. En el afloramiento del río Mao sur, la base de la unidad esta constituida por un montículo de esponjas cubierto en "onlap" por calizas nodulosas. En el corte del río Gurabo la serie está constituida fundamentalmente por calcarenitas con bioturbación intensa y estratificación cruzada a gran escala, en parte difuminada por la bioturbación, pudiendo interpretarse en este punto como barras de *foreshore-shoreface*. Al oeste del río Gurabo la potencia de la unidad decrece rápidamente llegando a desaparecer a la altura del río Cana, bajo la paraconformidad basal de la Fm. Gurabo, visible en el corte del arrollo de los Guanos, donde está representada por una superficie de "*hard ground*" con fuerte bioturbación y sobre la que se desarrolla un depósito decimétrico de "*lag*" transgresivo con paraconglomerados de matriz carbonatada y bioturbación intensa. Más al oeste, en relación con esta superficie, se pueden apreciar en algunos puntos niveles de conglomerados que representan un depósito de "*lag*" transgresivo.

En conjunto la formación representa un secuencia transgresiva-regresiva, con los niveles de máxima profundización situándose en la parte alta del miembro medio y llegándose a producir una emersión al techo de la serie con erosión total de las calizas de Ahuyamas al oeste del río Cana.

La base de la formación ha sido datada en la sección del río Gurabo como Mioceno Superior (NN11) por Saunders et al (1986), manteniéndose en el Mioceno Superior el techo de la formación. Las muestras tomadas en el curso del presente proyecto confirman dicha edad, habiéndose obtenido asociaciones de foraminíferos planctónicos.

2.6.1.2. Descripciones particulares en la Hoja de Dajabón

En la Hoja se han individualizados las dos unidades litológicas inferior y mediana, que totalizan 87 km² equivalentes a un 20% de la superficie de la Hoja. De muro a techo se suceden:

- Las lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados
- Las margas con intercalaciones de limolitas, areniscas y conglomerados

Las calizas de Ayuhamas descritas en el capítulo anterior no afloran en el marco de la Hoja.

Las dos unidades no se distinguen en el modelado geomorfológico y ambas forman una llanura en el centro este de la Hoja (Foto 33 y Foto 35). Una característica de esta llanura es su red hidrográfica poco densa, traduciendo una permeabilidad alta de las facies infrayacentes.

La estratificación de las dos unidades es horizontal o buzando de unos grados al norte. Probablemente debido a la mejor calidad de los afloramientos alrededor del Cerro Talanquera y la presencia de alternancias de niveles contrastados, se observan pequeñas fallas normales (Foto 38) en las dos unidades, en particular a nivel de la traza magnética de la Zona de Falla de La Española.



Foto 33 - Llanura de Sabana Larga, desarrollada en la Fm. Cercado; vista desde Cerro Verde (primer Plano) hasta el Cerro Chacuey (último plano) (03PU9438:Lat.: 19.59274; Long.: -71.58102)



Foto 34 - Llanura de Sabana del Estudio desarrollada en la Fm. Cercado (Cerro Cayuco en el último plano) (03PU9065: Lat.: 19.54316; Long.: -71.59131)

2.6.1.2.1. Fm. Cercado (27) Lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados.

Mioceno Superior (N₁³)

Esta unidad detrítica, sin macrofósiles, aflora en la parte centro-oriental de la Hoja y en las orillas de los ríos principales. El color dominante es gris amarillento y naranja en las capas meteorizadas. Está constituida por alternancias métricas a decamétricas de:

- Siltitas, limolitas y lutitas, naranjas ocres a gris verdoso, en capas masivas, poco clasificadas y estratificación muy discreta,

- areniscas gruesas a finas, poco consolidadas, con estratificaciones cruzadas y oblicuas,
- conglomerados poco clasificados, heterométricos, polimícticos, con cantos redondeados, centimétricos a decimétricos, de metavolcanitas, intrusivos dioríticos y gabróticos; facies localmente parecida al conglomerado Bulla.

El espesor estimado a 50 m máximo, se reduce alrededor de las ventanas de esquistos de la Fm. Ámina-Maimón, entre Cerro Talanqueras y Cerro Verde. El espesor decrece también hacia el ONO, donde la unidad desaparece por debajo del glacis aluvial, en Clavelina, al sur del Cerro Cayuco, para reaparecer esporádicamente, con lutitas y limolitas, en el río Masacre, a la frontera haitiana (Foto 36)

La estratificación es discreta en las lutitas y siltitas, más marcadas en las alternancias con niveles arenosos y conglomeráticos. El buzamiento es subhorizontal, con una media de 2 grados al NE para el conjunto de la Hoja.

Al muro la transición con el conglomerado Bulla infrayacente es progresiva, por aumento de la frecuencia y del espesor de los niveles lutíticos asociados a la desaparición progresiva de los niveles conglomerático, disminución del tamaño de los clastos y aumento del porcentaje de la matriz.

Al techo, la transición con las margas suprayacentes se hace por aumento de la proporción de niveles calcáreos.

Los contactos de la Fm. Cercado con la Fm. Ámina-Maimón o la Fm. Magua están en general ocultados por los coluviones acumulados al pie de los relieves.

Sin embargo, al sur inmediato de la ventana de esquistos de la Fm. Ámina-Maimón de Talanquera, las siltitas presentan intercalaciones de areniscas poco consolidadas, monomícticas, bien clasificadas, de grano grueso, con elementos milimétricos a centimétricos de cuarzo muy angulosos, indicando un medio de deposición continental a deltáico, a proximidad inmediata de los esquistos Ámina-Maimón ya emergidos.



Foto 35 – meseta correspondiendo a la Fm. Cercado - (03PU9438: Lat.: 19.56861; Long.: -71.61863)



Foto 36 - Cauze del río Masacre: lutitas, limolitas naranjas con escasos clastos decimétricos de cuarzo de la Fm. Cercado (03PU9384: Lat.: 19.60917; Long.: -71.73531)



Foto 37 - nivel erosivo ondulado de arenisca poco consolidada, monomítica, de grano grueso, bien clasificada con elementos mm a cm de cuarzo muy angulosos, intercalados en areniscas de grano medio a fino de la Fm. Cercado (03PU9740: Lat.: 19.55808; Long.: -71.54207)



Foto 38 - Pequeñas fallas normales N10°E/80°SE en las lutitas y siltitas de la Fm. Cercado. No hay evidencia de movimientos en los depósitos de terrazas altas suprayacentes (03PU9741: Lat.: 19.55794; Long.: -71.54192)

2.6.1.2.2. Fm. Cercado (28) Margas con intercalaciones de limolitas, areniscas y conglomerados. Mioceno Superior (N₁³)

Esta unidad detrítica carbonatada, se extiende del este al oeste de la Hoja, con una anchura máxima en la parte central, correspondiendo a la llanura subhorizontal de Sabana Larga.

Al este, afloran en las digitaciones de los valles Maguaca y Chacuey.

Al oeste, forma una franja estrecha y discontinua, al borde norte del glacis aluvial y oeste de la llanura de inundación del río Masacre.

El espesor de esta unidad puede estimarse a 50 m y su buzamiento general es de 2 grados al NE.

Se distingue de las lutitas y siltitas infrayacentes por su carácter carbonatado marcado.

Se trata de una sucesión de secuencias con alternancias métricas de niveles más o menos carbonatados, bioclásticos, conglomeráticos, arenosos, siltíticos y lutíticos, de color beige a gris, y de calizas; estas calizas arcillosas, de color beige, forman niveles de nódulos o capas

de potencia decimétrica. Una secuencia de este tipo aparece muy bien representada en el punto 03PU9070 (Foto 39)

Un nivel con arcas aflora en el vertedero de la presa de Chacuey, demostrando así la extensión lateral de este nivel definido como Fm. Caimito (Maury, 1931) en la Hoja Martín García. Además, en el río Cana, en la Hoja Martín García, Saunders et al. (1986) ubican el límite entre las formaciones Gurabo y Cercado a 40 m por encima de estos niveles con arcas. En el sitio del vertedero de la presa de Chacuey el límite de las formaciones Gurabo y Cercado, definido por el cambio de facies y de color, se ubica a unos 10 m por encima de los niveles con arcas.

En un afloramiento de la base de la unidad, (Foto 39) se han encontrado fósiles de hojas, en las siltitas y lutitas intercaladas con niveles de nódulos carbonatados. Esta flora traduce un medio de sedimentación continental a la base de la unidad.

Un nivel de brecha conglomerática bioclástica carbonatada se observa en la ladera norte del cerro de Talanquera (Foto 43 y Foto 44). Está constituido por clastos de gasteropodos y bivalvos y clastos angulosos de cuarzo blanco y metavolcanitas de la Fm. Ámina-Maimón en una matriz (30%) calcárea y arcillosa, de color verdosa beige. Esta brecha indica un medio de sedimentación litoral carbonatado muy próximo, contemporáneo de una fase erosiva de las ventanas de la Fm. Ámina-Maimón. La extensión de estos niveles y el contacto con los esquistos no se observan, debido a los coluviones provenientes de la Fm. Ámina-Maimón.

Una muestra (03PU9415 lat 19.62614 : Long: -71.68431) de las calizas de la parte alta de esta unidad, 10 m por debajo del contacto con la Fm. Gurabo suprayacente, corresponde a una biomicrita con aporte de fragmentos siltosos de cuarzo y feldespatos. La fauna encontrada da un rango de edad del Mioceno al Cuaternario y un medio de sedimentación marino litoral (infralitoral probable a mediolitoral posible) (Cf. Eradata; estudio 43/01-04/RDOM03 2004)



Foto 39 - De techo a muro:
- Alternancias de areniscas finas, lutitas y siltitas (depósito tranquilo con fósiles de hojas)
- lutitas beige marrón y capas discontinuas con nódulos métricos de calizas arcillosas (03PU9070: Lat.: 19.56789; Long.: -71.6255)



Foto 40 - Balneario Lago Chacuey: margas beige naranja en el extremo septentrional de la llanura de la Fm. Cercado (lomas de la Fm. Gurabo al último plano) (03PU9994: Lat.: 19.61074; Long.: -71.55299)



Foto 41 - Vertedero de la presa Chacuey: Nivel lumaquélico de ostras Arcas en lutitas y siltitas carbonatadas (03PU9952: Lat.: 19.62074; Long.: -71.5483)



Foto 42 - Presa de Chacuey: capas horizontales de areniscas gris marrón naranja, de grano fino a medio, con niveles más carbonatados, decimétricos, lenticulares (//S0). Se notan los drenajes preventivo de la presa (03PU9960: Lat.: 19.62225; Long.: -71.54579)



Foto 43 - Siltitas finas arenosas, mal clasificadas, verdosas beige con fauna y nódulos calcáreos ovoides (40cm), localmente conglomeráticas a brechoides con clastos angulosos de cuarzo blanco y esquistos de la Fm. Ámina-Maimón (03UP9003: Lat.: 19.59028; Long.: -71.51638)



Foto 44 - Siltitas y margas amarillentas con un nivel de 30cm de conglomerado-brecha calcárea muy biodetrítica, con clastos y elementos cm de cuarzo blanco a gris, angulosos a redondeados, en una matriz verdosa beige, calcárea -arcillosa con fauna abundante (gasteropodos y bivalvos) (03UP9001: Lat.: 19.59219; Long.: -71.51835)

2.7. Mioceno Superior – Plioceno Medio

2.7.1. Fm. Gurabo

2.7.1.1. Generalidades

La Fm. Gurabo se apoya en contacto paraconforme o con ligera discordancia cartográfica sobre la Fm. Cercado, excepto en el extremo oeste de su área de afloramiento, donde lo hace discordantemente sobre materiales de las formaciones Magua y Ámina-Maimón. La potencia máxima de la formación no parece superar los 150 m al oeste del río Cana, mientras que en extremo oeste del área cartografiada podría llegar a superar los 300 m. Al igual que sucedía con la Fm. Cercado el depósito de esta formación está controlado por la actividad tectónica del accidente de Cana-Gurabo, con facies muy distintas a uno y otro lado de dicho accidente.

Al Este del río Gurabo, la formación está compuesta, de modo casi exclusivo, por **margas de cuenca**, con abundantes foraminíferos planctónicos, de colores gris verdosos en fresco, y meteorización blanquecina. La macrofauna en esta facies es prácticamente inexistente y se reduce a algunas hiladas milimétricas de acumulaciones de bivalvos de concha fina y pequeños gasteropodos, mientras que los foraminíferos planctónicos son muy abundantes.

Al oeste del río Cana la Fm. Gurabo presenta litologías más variadas, con predominio todavía de margas pero entre las que se intercalan calizas arrecifales, calizas nodulosas y limolitas calcáreas; en el extremo oeste de su área de afloramiento, en las proximidades de Pepillo Salcedo y la Mata de Santa Cruz llegan a aparecer intercalaciones detríticas con tramos métricos de arenas con estratificaciones cruzadas, e incluso, algunos niveles decimétricos de conglomerados. En general, las facies son más someras cuanto más al oeste habiéndose llegado a detectar raíces de manglar en la Hoja de Pepillo Salcedo, donde las facies son prácticamente idénticas en la zona norte y la zona sur, indicando una ausencia de gradiente batimétrico en esta dirección. Los arrecifes parecen corresponder a arrecifes costeros, estando asociados a ambientes de marisma, y presencia de tubos de clavagellidae y niveles de ostras al menos en la Hoja de Pepillo Salcedo y Dajabón. En la sección del río Gurabo se detectan facies de prodelta-talud en consonancia con la actuación del accidente de Cana-Gurabo.

En las proximidades del río Gurabo se ha identificado, a techo de la serie, dos miembros informales, denominados como areniscas y margas de Las Caobas.

Las areniscas de Las Caobas presentan una base erosiva iniciándose su depósito con niveles de conglomerados de espesor variable a los que siguen areniscas, a menudo con

niveles conglomeráticos basales, con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo e intercalaciones de limolitas. Las areniscas presentan en campo coloraciones amarillentas o verdosas y en su composición abundan los fragmentos de rocas, pudiendo superar el 45%, y entre las que predominan los fragmentos de rocas metamórficas, responsables junto con los fragmentos de rocas volcánicas, mucho menos abundantes de la coloración verdosa que suelen presentar las areniscas en corte fresco. El cemento calcáreo-dolomítico puede alcanzar el 25% en muestras frescas, si bien en el campo suelen presentarse bastante decalcificadas. Algunas capas de arenisca presentan bioturbación de escasa a moderada, y son frecuentes los “ripples” y las laminaciones onduladas laxas. En algunas capas son frecuentes los restos vegetales y los moldes de hojas. Todas estas características permiten interpretar el medio sedimentario como una sucesión de canales fluviales y depósitos de “levee” que podrían situarse en una llanura deltaíca. La potencia máxima de la serie podría alcanzar los 70 m. Aunque la unidad carece de fósiles de interés bioestratigráfico puede atribuírsele una edad Plioceno Inferior sobre la base de su posición en la serie general.

Las margas de Las Caobas, con una potencia máxima del orden de los 50 m, están constituidas por una serie de lutitas más o menos calcáreas entre las que se intercalan algunos niveles delgados de areniscas de grano fino a medio sin mostrar una ciclicidad clara. En la parte media de la serie se ha identificado un ciclo de escala métrica, con tendencia positiva, constituido por areniscas de grano fino con estratificación “wavy”, que alternan con limolitas calcáreas en proporción 1.3. Cada tres o cuatro capas se agrupan en conjuntos separados por superficies erosivas que cortan las estratificaciones del conjunto infrayacente. Estas facies podrían ubicarse en una llanura mareal areno-fangosa. Las margas, de tonos beige claros en el campo, presentan frecuentemente restos de fauna marina somera, principalmente pectínidos, ostréidos y moldes de gasterópodos sin utilidad bioestratigráfica. Una muestra micropaleontológica tomada en la Hoja de Mao ha proporcionado una asociación de foraminíferos planctónicos conteniendo entre otras especies *Globorotalia menardii cultrata*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. trilobus* y *Orbulina inversa*. Esta asociación da una edad indeterminada Plioceno Inferior a Medio, pero sobre la base de su posición estratigráfica puede atribuirse la unidad al Plioceno Inferior.

2.7.1.2. Descripciones particulares en la Hoja de Dajabón

Las margas y calizas arcillosas biodetríticas de la Fm. Gurabo cubren el 17% (74 km²) de la superficie de la Hoja. Las dos litologías están imbricadas y corresponden a variaciones de facies.

No se observaron las areniscas y margas de Las Caobas o facies similares.

Al afloramiento, la Fm. Gurabo se distingue de la Fm. Cercado infrayacente, por su color blanco vivo, ligeramente amarillento, y la presencia casi sistemática de bloques de bioclastos coralíferos.

2.7.1.2.1. Fm. Gurabo (29) Calizas arcillosas biodetríticas y calcareniscas. Mioceno Superior - Plioceno Medio (N_1^3 - N_2^2)

Las calizas representan el 30% de la Fm. Gurabo. Forman en la topografía, al NE de la Hoja, una meseta que domina de 50 m la llanura de Sabana Larga, al sur, y de 80 m la del Valle del Yaque, al norte. La meseta está carstificada, con brechas y arcillas de descalcificación, y cortada por los Ríos Macaboncito, Chacuey y Maguaca (Foto 45 y Foto 46); baja suavemente hacia el ONO, hasta desaparecer en la Hoja de Pepillo Salcedo. El buzamiento general es de 2° N.

Las mejores exposiciones están en los valles de los ríos y en particular en el valle del río Chacuey, donde la construcción de la carretera de acceso a la presa ofrece cortes de buena calidad.

En la zona oriental de los ríos Macaboncito, Chacuey (03PU9938I - lat: 19.62958/ long: 71.54945) y Maguaca, los niveles métricos de calizas biodetríticas compactados presentan intercalaciones de margas o calcareniscas arcillosas. Al este y oeste de esta zona, las intercalaciones margosas predominan y la potencia global de la unidad disminuye hasta unos decámetros.

Son calizas esencialmente biodetríticas con clastos angulosos centimétricos a pluridecimétricos de corales dominantes, de diferentes tipos: coloniales, individuales y en ramas, con tubos de clavagellidae (Foto 49) localmente en posición de vida, de bivalvos (ostras decimétricas) y gasteropodos. (biocalciruditas a biocalcarenitas finas). Sistemáticamente están removilizados por bioturbaciones de tipo thalasinoides. Los clastos son heterométricos y sin clasificación. El porcentaje de matriz es variable y localmente muy bajo, alcanzando el 20%. La matriz es pelítica calcárea y la transición a las margas se hace por aumento del porcentaje de matriz y disminución de la fracción bioclástica.

En la Presa de Chacuey, la Fm. Gurabo contiene corales en posición de vida. Existen además corales ramosos transportados, acompañando láminas cruzadas de media a gran escala



Foto 45 - Meseta de calizas (vista hacia el sur) (03PU9429: Lat.: 19.6166; Long.: -71.60273)



Foto 46 - Meseta de calizas cortada por el Valle del río Macaboncito; (03PU9430: Lat.: 19.61689 ; Long.: -71.60241)

El contacto con la Fm. Cercado infrayacente es muy neto.

Al norte de la ventana de la Fm. Ámina-Maimón, el contacto con los esquistos es discordante; bloques residuales de corales yacen directamente por encima de las metavolcanitas.

Al techo de la Fm. Gurabo sólo se observa el relleno de arcillas de descalcificación de la superficie cárstica.



Foto 47 - Carretera de acceso a la presa de Chacuey: calizas arcillosas biodetríticas con tubos fósiles y contacto entre areniscas de Fm. Cercado (abajo) y calizas de la Fm. Gurabo (arriba). (03PU9941: Lat.: 19.62323; Long.: -71.5481)



Foto 48 - Farallón de 10 m de calizas arcillosas blancas ligeramente biodetríticas, con bivalvos enteros en posición aleatoria; S0 ondulada en los niveles margosos; diaclasas nítidas 360°/90° (03PU9938: Lat.: 19.61689; Long.: -71.60241)



Foto 49 - Calizas arcillosas biodetríticas, con clastos de bivalvos y tubos pluridecimétricos de clavagellidae en posición vertical (03PU9431: Lat.: 19.61689; Long.: -71.60241)

2.7.1.2.2. Fm. Gurabo (30) Margas localmente fosilíferas, blanquecinas con meteorización.

Mioceno Superior - Plioceno Medio ($N_1^3-N_2^2$)

Las margas corresponden a una variación de facies de las calizas arcillosas, con aumento de la fracción arcillosa y disminución del tamaño y del porcentaje de los clastos biodetríticos (con corales, bivalvos, gasteropodos, clavagellidae etc.).

El color gris claro cambia con la meteorización a color blanco amarillento.

Morfológicamente corresponden a un relieve suave al pie de la meseta de calizas, donde la distinción con los coluviones se revela difícil o a pequeñas lomas suaves de elevación decamétrica. No se ha desarrollado una carstificación en superficie.

En esta Hoja, al contrario de la parte oriental de la Hoja Martín García, no se observa un conglomerado a la base del contacto con las margas o con las limolitas, areniscas y conglomerado de la Fm. Cercado.

Localmente, en el seno de estas margas se observan niveles decimétricos a plurimétricos de calcarenitas biodetríticas con estratificaciones intercruzadas y clastos de cuarzo milimétricos. Estas exposiciones son escasas y con superficies reducidas no cartografiables a la escala 1:50,000 (03PU9861 lat: 19.65509/ Long.: -71.70268 y 03PU9968; lat: 19.61615/ Long.: -71.51441).

Este contacto se marca por un cambio de color de meteorización (blanquecino amarillento), y la aparición de clastos importantes de corales.



Foto 50 - Margas beigeas, no consolidadas, con ostras
(03PU9868: Lat.: 19.64752; Long.: -71.69493)



Foto 51 - Pie del vertedero de la presa de Maguaca :
Calcarenitas biotriticas (calizas arenosas con matriz
arcillosa - arena de playa con clastos biotriticos y unos
cuarzos); estratificaciones cruzadas a escala decimétrica
(03PU9968: Lat.: 19.61615; Long.: -71.51441)

2.8. Cuaternario

Las formaciones cuaternarias cubren 46% de la superficie de la Hoja (203 km²); se distinguen 8 tipos de depósitos:

- Arcillas o brechas de carstificación
- Coluviones de piedemonte; bloques
- Coluviones y aluviones interestratificados
- Terrazas aluviales altas y medias
- Glacis aluviales
- Llanura de inundación
- Depósitos aluviales de fondo de valle

2.8.1. (31) Arcillas o brechas de carstificación. Cuaternario (Q)

La carstificación se desarrolla únicamente por encima de la meseta horizontal del norte de la Hoja, constituida por las calizas las más consolidadas de la Fm. Gurabo.

Debido a la composición arcillosa de estas calizas el fenómeno cárstico no tiene mucha relevancia. Consiste en películas o costras, de espesor decimétrica a métrica, de brechas cársticas, de color claro naranja a rosado, muy induradas (Foto 52) y relleno de arcillas rojizas en unos charcos profundos de 1 a 2 m.



Foto 52 - Brechas cársticas naranjas rosadas muy resistentes con concreciones (03PU9316: Lat.: 19.64539; Long. : -71.66714)

2.8.2. (32) Coluviones de piedemonte; bloques. Cuaternario (Q)

Estos depósitos se presentan con tres formas diferentes:

En el sector oriental, alrededor de las ventanas de los esquistos de la Fm. Ámina-Maimón de Cerro Verde y Talanquera, los coluviones son poco estratificados y mal clasificados, con cantos centimétricos de cuarzo y metavolcanitas de la Fm. Ámina-Maimón. Los clastos son sub-angulosos, en una matriz arenoso-arcillosa de color naranja a rojizo (Foto 53 y Foto 54).



Foto 53 - Coluviones ligeramente estratificados en niveles decimétricos, con cuarzos angulosos centimétricos, en una matriz arenosa arcillosa rojiza (03PU9779: Lat.: 19.56957; Long. : -71.51959)



Foto 54 - Terraza conglomerática de coluviones/aluviones polimícticos de metavolcanitas de la Fm. Ámina-Maimón y cuarzos blancos angulosos, poco estratificados, suprayaciendo las arcillas rojizas y areniscas gruesas a medias, amarillentas, de la Fm. Cercado (03PU9981: Lat.: 19.59707; Long. : -71.56609)

En el límite septentrional de la meseta de calizas de la Fm. Gurabo, una franja de coluviones separa esta meseta del glacis aluvial que se extiende hacia el valle del río Yaque, al norte. Los bloques decimétricos, de calizas arcillosas, frecuentemente coralíferos, de la Fm. Gurabo, en una matriz arenosa arcillosa de color amarillenta, constituyen el piedemonte de la meseta.

2.8.3. (33) Coluviones y aluviones interestratificados. Cuaternario (Q)

Corresponden a alternancias de niveles poco individualizados, de potencia métrica a decimétrica, de material fino a grueso, claramente aluvial, estratificado y redondeado y de coluviones angulosos mal clasificados y no estratificados. La repartición de estos depósitos se limita a la orilla derecha del río Masacre, a lo largo de las terrazas bajas. Más precisamente se ubican cartográficamente entre la llanura de inundación y el glacis aluvial. Podrían corresponder a depósitos de origen mixtos, aluviales y de glacis, depositados en alternancias con eventos aluviales durante las crecidas del río Masacre. Incluyen también los depósitos de terrazas que alternan con los coluviones proviniendo de las laderas del valle y de los depósitos aluviales erosionados. El espesor de estos depósitos alcanza 10 m al sur de Dajabón y se reduce hacia el norte, hasta desaparecer. Los contactos con el glacis y la llanura de inundación son transicionales, con aumento, respectivamente, de los niveles aluviales o de los niveles coluvionares.

2.8.4. (35) Terrazas aluviales medias y (34) altas. Cuaternario (Q)

Los depósitos aluviales en terrazas se reparten en dos categorías, terrazas medias y terrazas altas. Las terrazas bajas, o están integradas a los depósitos aluviales de fondo de valle, o no afloran por debajo de las llanuras de inundación.

Las terrazas altas son escasas y forman, en la cuenca del río Chacuey (Foto 55), la cobertera de los relieves más elevados de la Hoja, con un desnivel alcanzando los 30 m por encima del cauce actual del río principal.

En la cuenca del río Masacre se observan en dos exposiciones. La primera se desarrolla en el borde septentrional de la Hoja, prolongándose en la Hoja de Pepillo Salcedo, al norte de la Laguna Saladilla. Esta terraza, de 2 km², está ubicada a 30 m por encima de la Laguna Saladilla y suprayace a la superficie carstificada de las calizas de la Fm. Gurabo. La segunda, aflora al centro oeste de la Hoja, entre los ríos Higuero y Guajabo, a 2 km al norte de Buena Vista. En esta exposición la terraza suprayace los depósitos de coluviones de piedemonte de granulometría fina a media.



Foto 55 - Terraza alta con cantos polimícticos, en una matriz rojiza suprayaciendo las areniscas gruesas a media, blanquecinas, de la Fm. Cercado (03PU9069: Lat.: 19.56052; Long. : -71.60818

Las terrazas medias se encuentran en manchas hectométricas a kilométricas, a lo largo del valle de río Masacre.

En el río Chacuey, las terrazas medias se encuentran especialmente en los tramos de baja energía, donde el río atraviesa las lutitas, siltitas y margas de la Fm. Cercado, así como en el norte de la Hoja, al límite del glacis aluvial que bordea el valle aluvial del río Yaque.

El río Maguaca, al límite oriental de la Hoja, tiene un curso erosivo en los esquistos de la Fm. Ámina-Maimón y ha depositado terrazas en su salida sobre las margas de la Fm. Cercado, así como en su salida sobre el glacis aluvial bordeando el valle del río Yaque.

En el río Macaboncito, que nace en la Hoja de Dajabón y no erosiona las formaciones vulcanosedimentarias e intrusivas de la Cordillera Central, las terrazas medias son escasas.



Foto 56 - Contacto de la terraza del río Chacuey con las areniscas y siltitas blancas infrayacentes de la Fm. Cercado (03PU9740: Lat.: 19.55808; Long.: -71.54207)



Foto 57 - Terraza aluvial del río Chacuey suprayaciendo las lutitas gris y arenas de color naranja de la Fm. Cercado. Abajo: cantos aluviales decimétricos del río (03PU9643: Lat.: 19.53804, Long.: -71.55656



Foto 58 - Terraza aluvial: arenas gruesas a medias, amarillentas, bien clasificadas, no consolidadas, con S0 oblicuas, suprayaciendo los coluviones arenosos con matriz amarillenta arcillosa (03PU9323: Lat.: 19.55837, Long.: -71.70614

La morfología y composición de las terrazas medias y altas son parecidas.

Corresponden a depósitos tabulares horizontales de cantos polimícticos, heterométricos, en una matriz arenosa mueble de color naranja a rojizo. El espesor, oscila entre 1 y 5 m, alcanzando localmente 10 m.

Los cantos son de metavolcanitas, anfibolitas e intrusivos dioríticos y gabróticos.

2.8.5. (36) Glacis aluviales. Cuaternario (Q)

Los glacis aluviales cubren 88 km² de la Hoja de Dajabón (Foto 59 a Foto 62). Al oeste, se extienden en la ribera oriental de la llanura de inundación del río Masacre, y al norte, constituyen una franja de transición entre el valle del río Yaque y las mesetas de calizas de la Fm. Gurabo.

Corresponden en gran parte a las zonas cultivadas del sector de la ciudad de Dajabón

Las alternancias centimétricas a decimétricas de arenas finas a medias y arcillas mal clasificadas, resultan de la sucesión de eventos erosivos y de sedimentación, ligados a los flujos laminares de aguas sobre una superficie casi plana, livianamente inclinada y ondulada.

La potencia se estima a unos centímetros en los bordes, hasta 10 m en las zonas de relleno máximo (Foto 64). El color oscila entre marrón rojo para las arcillas con mucha materia orgánica, a naranja amarillento para las facies arenosas.

Una característica de estos glacis es la ausencia de red hidrográfica perenne bien marcada.



Foto 59 - Flujo laminar sobre el glacis aluvial
(03PU9915: Lat.: 19.66123; Long.: -71.53537)



Foto 60 - Glacis con cobertura de rica tierra vegetal
negra Relieves de calizas de la Fm. Magua
(03PU9301: Lat.: 19.58638; Long.: -71.65431)



Foto 61 - Glacis horizontal en el límite del valle aluvial del río Macaboncito (03PU9893: Lat.: 19.66439; Long.: -71.62157)



Foto 62 - Cultivos en regadío por encima del glacis aluvial (al este del Punto 03PU9031: Lat.;Long:)



Foto 63 - Coluviones o glacis aluvial: corte de 3 m con 0.4m de suelo vegetal negro marrón; 0.8 m de aluviones-coluviones poco clasificados polimicticos ; 1.8 m de arcillas rojas con >15% de granos de cuarzo y unos pisolitos de óxido de hierro (03PU9003: Lat.: 19.5565; Long.: -71.6964)

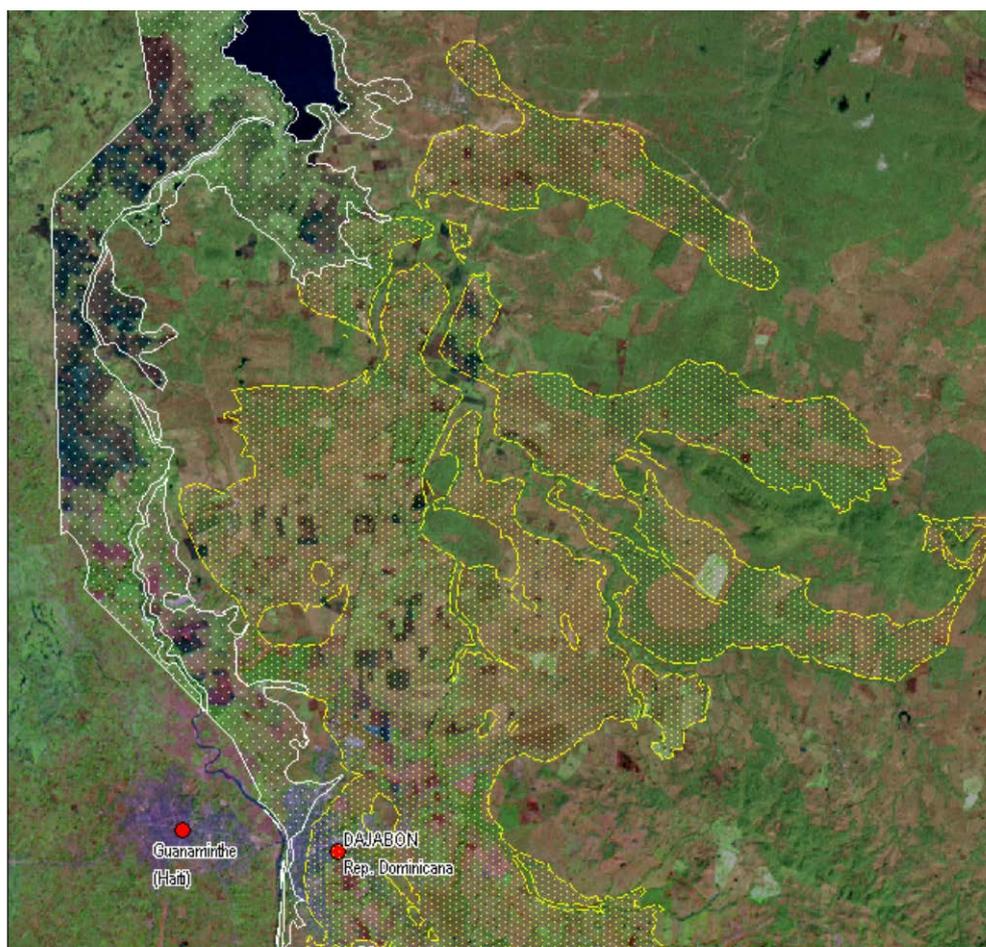


Fig. 8 - Extensión de los glaciares aluviales (amarillo) y de la llanura de inundación del río Masacre (blanco) en la zona fronteriza, con cultivos intensivos en regadíos (color oscuro); Laguna Saladilla al extremo norte

2.8.6. (37) Llanura de inundación . Cuaternario (Q)

Las llanuras de inundación se encuentran principalmente en el valle del río Masacre, al oeste de la Hoja y de manera reducida, al norte, en las riberas de los ríos Macaboncito y Maguaca.

Estas superficies planas y horizontales están recubiertas por un material fino, siltítico a lutítico, poco consolidado, de color marrón-gris oscuro, rico en materias orgánicas.

Estas llanuras están intensamente cultivadas en regadío, en la parte dominicana del río Masacre (cf. Fig. 8)

En el cauce del río Masacre (Foto 64 a Foto 66), afloran calizas y margas de las formaciones Gurabo y Cercado, bajo una cobertera de 2 a 4 m de aluviones, lo que indica un espesor muy reducido del relleno de este valle. Al sur de Dajabón, río Arriba, la llanura se reduce a

una anchura hectométrica bordeada por terrazas; al norte de Dajabón, río abajo, esta llanura se extiende hasta más de 15 km con la parte haitiana.



Foto 64 - río Masacre: depósitos arenosos encajonados en la llanura de inundación que se extiende hasta el pie de la Cordillera Central (último plano en Haití) (03PU9398: Lat.: 19.62629; Long.: -71.73816)



Foto 65 - Aluviones de la llanura de inundación en el cauce del río Masacre suprayaciendo las lutitas y limolitas naranjas con escasos clastos de cuarzo de la Fm. Cercado y un bloque de Coral de la Fm. Gurabo- En la orilla oeste sólo afloran los aluviones actuales (03PU9354: Lat.: 19.60917; Long.: -71.73531)



Foto 66 - Valle del río Masacre con regadíos (03PU9405: Lat.: 19.64255; Long.: -71.72901)

2.8.7. (38) Depósitos aluviales de fondos de valle. Cuaternario (Q)

Los depósitos aluviales de fondos de valle están constituidos por depósitos actualmente en tránsito a lo largo de los cauces de la red de drenaje. Están representados a lo largo de los cauces de los ríos Masacre, Macaboncito y Chacuey.

El río Maguaca tiene un régimen erosivo, sin depósitos aluviales en el tramo cortando los esquistos de la Fm. Ámina Maimon, en la parte oriental de la Hoja. Los aluviones se depositan en los tramos de baja energía del río, que corresponden con las areniscas y lutitas de la Fm. Cercado a la confluencia con el valle del río Yaque del norte.

El río Chacuey nace en el de batolito del Cerro Chacuey, ubicado a 5 km al sur del límite de la Hoja. Con sus tributarios, este río tiene un cauce caudaloso erosivo con pocos aluviones, contrastando con la presencia de terrazas medias.

Los aluviones son gruesos, con arenas y cantos redondeados, centimétricos a semimétricos, polimícticos (intrusivos y vulcanosedimentarios) provenientes por una parte de la erosión de la Cordillera Central y por otra parte de la erosión del conglomerado Bulla y de los niveles interstratificados de la Fm. Cercado (Foto 57). Los depósitos no son continuos y tienen un espesor métrico (2 m máximo). Unas acumulaciones de estos cantos métricos son visibles en el Vado (03PU9155 lat: 19.51812 / Long.: -71.56832) donde se pueden considerar como terrazas bajas. Más al norte, a nivel de la Presa de Chacuey, el río se encajona en las calizas y margas de la Fm. Gurabo y las características de los depósitos aluviales no cambian hasta su salida sobre el glacis aluvial bordeando el valle del río Yaque.

La cuenca del río Macaboncito nace y se desarrolla en los conglomerados, arenas, lutitas y margas de las Fm. Cercado, antes de cortar, al norte, la meseta de calizas y margas de la Fm. Gurabo. El régimen tiene energía baja erosiva y de transporte, y los depósitos están constituidos por arenas finas a gruesas. En la parte alta de la cuenca se observan cantos redondeados residuales, de la erosión de los niveles conglomeráticos de la Fm. Cercado y del conglomerado Bulla. Río abajo, debido al débil encajonamiento (2 a 3 m) de la red hidrográfica, estos depósitos se extienden localmente sobre una superficie de 2 km², a 1 km al NO de Sabana Larga. Más al norte, el río se encajona en las calizas y margas de la Fm. Gurabo y la extensión lateral y vertical de los depósitos se reduce fuertemente para de nuevo tener una extensión lateral hectométrica por encima del glacis aluvial septentrional. A nivel de la cuenca, el espesor varía entre 0.5 m y 3 m, estimado en la parte más ancha.

De la cuenca del río Masacre, sólo la parte oriental se ubica en la Hoja. En la zona sur, los depósitos de arenas gruesas provienen de la erosión de las tonalitas del batolito de Loma Cabrera (sector Don Miguel) o de las volcanitas del sector de Juan Miércoles.

Los cauces de los tributarios derechos del río Masacre, en sus partes inferiores, corren por encima del glacis aluvial del sector de Dajabón y no presentan grandes extensiones de arenas finas a gruesas bien clasificadas, salvo los dos ríos principales (Guarajabo y Jagua).

Los depósitos aluviales actuales del río Masacre no tienen gran espesor. El cauce está encajado de 2 a 3 m en la llanura de inundación (Foto 64) y erosiona, en varios tramos, las formaciones mio-pliocenas infrayacentes (Foto 69). Los depósitos de arenas gruesas a medias provienen de la erosión de las tonalitas del batolito de Loma Cabrera.

En la imagen de satélite el cauce del río actual, abajo de Sánchez, es diferente del cauce de las diferentes ediciones topográficas de la Hoja. El cauce actual está ahora muy bien individualizado hasta su desembocadura en la Laguna Saladilla. Este cambio de curso podría explicar la erosión de las facies mio-pliocenas dentro del valle mayor. La causa de este cambio reciente es antrópica, con las aberturas de canales de regadío para fijar el río en un cauce estable en el límite occidental del país.



Foto 67 - El río Masacre en la ciudad de Dajabón erosionando su llanura de inundación hacia el sur y con depósitos transicionales de arenas medias a gruesas (Lat.: 19.54849 Long: -71.71177)



Foto 68 - El río Masacre en La ciudad de Dajabón erosionando su llanura de inundación hacia el noroeste (Lat.: 19.54849; Long.: -71.71177)



Foto 69 -En el cauce del río Masacre lutitas, limolitas naranjas con escasos clastos decimétricos de cuarzo de la Fm. Cercado con un bloque de Coral (Fm. Gurabo erosionada río arriba) - En la orilla oeste afloran solamente las aluviones actuales (03PU9384I : Lat.: 19.60917; Long.: -71.73531)

3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA

3.1. Petrología de las rocas metamórficas de la Fm. Ámina-Maimón: (Dominio Ámina-Maimón)

Los tipos petrográficos observados en la Fm. Ámina-Maimón de la Hoja de Dajabón son: (1) metarioritas y metariorodacitas, (2) metaandesitas (3) alternancias de metatobas finas y metacineritas ácidas-básicas, (4) filitas y esquistos ácidos (cuarzoesquistos sericítico-albíticos filoníticos y miloníticos, y (5) filitas y esquistos máficos clorítico-anfibólico-epidóticos finolíticos y miloníticos.

(1) Las metariolitas y metariodacitas de la Fm. Ámina constituyen los términos ácidos relativamente menos deformados dentro de la unidad.

A la mesoescala, se trata de rocas en general esquistosas, filíticas, frecuentemente de aspecto porfiroide debido a la presencia de fenocristales ígneos de cuarzo y feldespatos, rodeados por una matriz foliada de tonos claros y grano fino. Esta foliación está bien definida por finas micas blancas y verde-marrón, junto a hiladas de minerales oscuros, que rodean y envuelven a los porfiroclastos cuarzo-feldespáticos.

Al microscopio estas rocas exhiben texturas porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica y granolepidoblástica. En ellas se reconocen dos elementos texturales: porfiroclastos de fenocristales ígneos preservados y, menos frecuentes, fragmentos de rocas, y matriz de grano fino estructurada definiendo una fábrica planar de diseño anastomosado. Los cristales ígneos preservados son porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, siendo la piritita abundante en algunas rocas. Los porfiroclastos se presentan alargados paralelamente a la esquistosidad principal y han desarrollado sombras de presión y colas de recristalización muy frecuentemente asimétricas, rellenas por agregados cuarzo-sericítico-cloríticos. Los escasos fragmentos de rocas volcánicas están también aplastados e internamente estructurados paralelamente a la esquistosidad. Ambos tipos de porfiroclastos están rodeados por una matriz tectónica en la que la foliación está definida por la elongación lepidoblástica de un fino agregado de sericita y clorita, contribuyendo también hiladas de opacos y de óxidos de Fe. La formación de la esquistosidad está controlada por mecanismos de disolución por presión y es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión. En estas litologías, las condiciones de la deformación son generalmente propias de la facies de prehnita-pumpellita (subesquistos verdes), con estabilidad de una asociación mineral compuesta por mica blanca sericita+clorita+albita+epidota+cuarzo±prehnita± pumpellita+opacos+óxidos de Fe-Ti.

(2) Las metaandesitas de la Fm. Ámina constituyen los términos intermedio-básicos relativamente menos deformados dentro de la unidad. En este sector, las metaandesitas son rocas de colores gris verdosos claros, ricas en anfíbol y plagioclasa, de grano medio-groeso y de fábrica planar Sp muy poco penetrativa. El protolito fue una roca volcánica de composición intermedia (andesítica) y textura porfídica/microporfídica.

A la mesoescala, se observan anfíboles en acículas verdes milimétricos elongados con la esquistosidad grosera principal (Sp), por lo que en este sector el metamorfismo es propio ya de la facies de los esquistos verdes.

Al microscopio, estas rocas presentan texturas nematoblásticas y granoblásticas elongadas, en la que fábrica principal Sp está definida por la orientación paralela de los lepidoblastos de sericita y clorita. La asociación mineral que aparece está compuesta por: actinolita, albita, clorita, epidota, cuarzo y moscovita, con apatito, circón, ilmenita, pirita y opacos como accesorios. La asociación fue sincinemática con la poco penetrativa fábrica dúctil planar (Sp) principal e indicativa de la facies de los esquistos verdes de baja-T. La relativa baja deformación interna de estas rocas ha permitido la preservación de fenocristales de clinopiroxenos, anfíboles y plagioclasas ígneos relictos, que no obstante han sido variablemente reemplazados por clorita y actinolita metamórfica y aplastados según la Sp. El resto de la minerología y texturas del protolito han sido traspuestas por la deformación y la recristalización metamórfica. Las metaandesitas consisten en un agregado de grano fino variablemente elongado de granos de epidota, microprismas y agregados fibroso-radiales de actinolita, delgados lepidoblastos y agregados paralelos a la Sp de clorita y mica blanca y parches de albita subidiomorfa.

(3) Las alternancias de metatobas finas y metacineritas ácidas-básicas constituyen términos de la Fm. Ámina poco o nada deformados, que en general han desarrollado una poco penetrativa esquistosidad. Se trata de rocas que han heredado un bandeo composicional del protolito volcánico, definido por una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles oscuros félicos con otros claros ácidos. En algunos casos se reconoce una débil esquistosidad subparalela al bandeo, formada por mecanismos de disolución por presión. Texturalmente son rocas más o menos esquistosas, de texturas ígneas heredadas o granolepidoblásticas con elementos feldespáticos porfiroclásticos. La composición mineral consiste en plagioclasa, cuarzo, albita, epidota, sericita/moscovita y clorita, con pirita, opacos, ilmenita y óxidos de Fe-Ti.

Al microscopio, se trata de rocas compuestas por un bandeo de alternancia de niveles verde oscuro básicos de grano fino y claros ácidos con fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Aunque no se observa en muchos casos el desarrollo de una clara esquistosidad, si existe una cierta elongación del agregado mineral en los niveles más básicos y una deformación dúctil/frágil de los fenocristales de mayor tamaño en los ácidos. De forma característica en estas rocas, gran parte de la mesostasia ígnea original ha sido reemplazada por un agregado microcristalino poco orientado de sericita, clorita y epidota. La naturaleza de este metamorfismo es dudosa, ya que puede ser tanto de tipo hidrotermal tardi-magmático y contemporáneo a la formación de un conjunto de venas de cuarzo con

prismas de epidota, o metamórfico estático de baja-T. En cualquier caso, las condiciones metamórficas fueron en general propias de la facies de los subesquistos verdes. El cuarzo de los fenocristales ha sido deformado plásticamente, lo que ha originado microtexturas de extinción ondulante, lamelas y maclas de deformación y formación de agregados mono y policristalinos de subgranos con una fábrica interna asimétrica, que localmente han recrystalizado a agregados de pequeños granos nuevos por mecanismos de rotación de subgranos ($T < 300^{\circ}\text{C}$). Los fenocristales de feldspatos están reemplazados a sericita y moscovita. Se observa también una formación de óxidos de Fe-Ti a expensas de máficos y opacos.

(4) Las filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos filoníticos y miloníticos son los términos ácidos de la Fm. Ámina más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Se trata de rocas esquistosas de tonos claros, grano fino a muy fino y que han desarrollado una muy penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) no-coaxial. En boudines sin-Sp y dominios rodeados por la Sp, se ha observado localmente que la esquistosidad principal (S2) crenula, micropliega y progresivamente traspone a una fábrica S1 anterior, aunque también puede tratarse de un intenso plegamiento intrafoliar D2.

Al microscopio, estas rocas muestran texturas porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica, filoníticas y miloníticas. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa albítica, epidota, cuarzo, moscovita/sericita y clorita. Como minerales accesorios aparecen circón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos. Al microscopio, se observan escasos porfiroclastos de plagioclasa y piritita con sombras de presión asimétricas, que se destacan en una matriz finamente foliada. Se distingue una esquistosidad principal, definida por la elongación lepidoblástica del agregado de sericita+clorita+opacos+óxidos de Fe. La esquistosidad es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión y la existencia de una familia de planos oblicuos un ángulo muy pequeño, que definen una fábrica S-C de tipo I (Passchier & Trouw, 1996) y baja-T. El carácter no-coaxial de la esquistosidad principal está también indicado por la fábrica interna de los granos de cuarzo en los *ribbons* policristalinos, que es oblicua respecto a los planos C, y en la asimetría de las colas y sombras de presión en torno a los porfiroclastos de epidota de tipo δ y σ (Passchier y Trouw, 1996). En todas las láminas delgadas orientadas estudiadas, el sentido de cizalla obtenido a partir de la asimetría de indicadores cinemáticos es de techo hacia el NO y N, paralelo a la Lp mesoscópica. Las condiciones de la deformación propias

de la facies de los esquistos y subesquistos verdes, con estabilidad de la asociación: clorita+sericita+albita+epidota±actinolita±prenhita +cuarzo+opacos+óxidos de Fe.

En las rocas más intensamente deformadas por el cizallamiento se superpone una esquistosidad de crenulación extensional (Platt & Vissers, 1980), generada en un momento más avanzado del cizallamiento dúctil. La fábrica en los planos de dicha esquistosidad está normalmente definida por clorita, epidota, albita y mica blanca. En estas rocas, aparecen abundantes venas y grietas de extensión rellenas de cuarzo, epidota, calcita, clorita, mica blanca, mica marrón y, en ocasiones, actinolita, que registran diversos grados de rotación hacia la dirección de transporte tectónico y boudinage. En estas rocas, la alteración secundaria más tardía produce una sericitización de plagioclasas, la cloritización del anfíbol y micas, y acumulación de hematites tapizando microfracturas e impregnando las plagioclasas. Como minerales accesorios se observa circón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos indiferenciados.

(5) Las filitas y esquistos máficos clorítico-anfibólico-epidóticos filoníticos y miloníticos son los términos intermedios y subordinadamente básicos de la Fm. Ámina más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Estas litologías alternan a escala cartográfica con las filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos también filoníticos y miloníticos, definiendo bandas de anchura hectométrica-kilométrica en gran parte del ámbito de afloramiento de la Fm. Ámina. Estas alternancias están especialmente bien definidas en el sector SO de la Hoja de Martín García, donde el acuñaamiento lateral de las mismas podría en algunos casos tratarse de zonas de charnela de grandes pliegues recumbentes de escala hectométrica-kilométrica, contemporáneos al desarrollo de la esquistosidad principal (Sp), que resulta ser la fábrica de plano axial.

Las filitas y esquistos clorítico-epidótico-sericíticos son referibles a protolitos de composición intermedia a básica (metaandesitas, metabasaltos y metadacitas). Estas rocas máficas de grano fino a muy fino, presentan una fábrica planar principal (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) bien desarrollada, que generalmente es de características miloníticas y filoníticas. La lineación está definida por la elongación de los prismas de anfíbol verde, los porfiroblastos de plagioclasas y el estiramiento de los agregados lenticulares de cuarzo.

Al microscopio, las texturas observadas son desde porfiroclásticas de matriz lepidoblástica y granoblástica microbandeada, a granonematoblásticas bandeadas que gradúan a filoníticas y miloníticas de grano fino y muy fino. Los componentes minerales principales de estas

rocas son actinolita-tremolita, albita, moscovita/sericita, clorita, epidota y cuarzo, con ilmenita, opacos y óxidos de Fe-Ti, como accesorios. Frecuentemente, en las rocas se distinguen porfiroclastos y matriz blástica recristalizada dinámicamente. Los porfiroclastos son de plagioclasas fragmentadas originando texturas *pull-apart* en cuyos huecos recristaliza albita, y de cuarzo aplastado y recristalizado dinámicamente dando bordes con subgranos y granos nuevos. Los porfiroclastos y porfiroblastos de estas rocas se caracterizan por la presencia de sombras de presión y colas de recristalización asimétricas. La matriz tectónica está microbandeada en niveles más o menos ricos en cuarzo y está constituida por un fino agregado de actinolita+mica blanca+clorita+ epidota+opacos, orientado paralelamente y definiendo la fábrica planar.

La foliación principal Sp ha sido generada por una deformación dúctil no-coaxial, que frecuentemente ha formado una fábrica compuesta S-C milonítica sin-metamórfica. La asociación mineral contemporánea al cizallamiento dúctil está formada por: Ab+Chl+Ms+Act+Qtz+Ep es diagnóstica de la facies de los esquistos verdes de baja-T. En las láminas delgadas orientadas realizadas en los esquistos máficos, el sentido de cizalla deducido a partir de la asimetría de los indicadores cinemáticos es de techo al NE (inverso), paralelo a la lineación de estiramiento milonítica. Este sentido de cizallamiento es consistente con las observaciones de campo realizadas en un sistema de venas de cuarzo mineralizadas con sulfuros de Cu-Ag-Au, que establecen un sentido de cizalla también inverso de techo hacia el NE.

3.1.1. Distribución del Metamorfismo y condiciones P-T de formación

Las rocas del dominio Ámina-Maimón contienen asociaciones minerales relacionadas con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis metamórfica de carácter hidrotermal estática previa a la deformación D1; y (2) una blastesis metamórfica dinamotérmica relacionada con la deformación dúctil regional D1.

La blastesis metamórfica hidrotermal pre-D1 está relacionada con los procesos de alteración hidrotermal tardi y post-magmáticos de fondo oceánico (espilitización), ligados al volcanismo de los protolitos de la Fm. Ámina-Maimón, y que estuvieron acompañados con la formación de mineralizaciones de sulfuros metálicos (Lewis *et al.*, 2000). Este tipo de metamorfismo resulta ser espacialmente bastante pervasivo y de carácter estático, preservando las texturas del protolito ígneo, pero reemplaza profundamente a la mineralogía por asociaciones minerales de baja-P y baja/media-T. Aparece preservado únicamente como relicto en sectores poco deformados por D1, desarrollando texturas granoblásticas y

nematoblásticas sin orientación mineral preferente y generalmente consistentes en un reemplazamiento pseudomórfico .

Las asociaciones minerales formadas durante este metamorfismo estático pre-D1 son propias de la facies de prehnita-pumpellita (subesquistos verdes) y de los esquistos verdes de baja-T. En las rocas metariolíticas y metariodacíticas produce una asociación mineral compuesta por albita, mica blanca sericita, prehnita, esfena, cuarzo y opacos; en las metaandesitas se caracteriza por la aparición de asociaciones compuestas por prehnita, pumpellita, albita, clorita, sericita, epidota amarilla y óxidos de Fe y por actinolita, clorita, epidota, albita, carbonatos, mica blanca y titanita, que pertenecen a las facies de los subesquistos verdes y esquistos verdes, respectivamente (Evans, 1990). La formación de anfíboles sódicos pobres en Si y ricos en Al^{VI} y Ti (actinolita y magnesio-hornblenda), también indica que los protolitos de la fm. Ámina fueron sometidos a un metamorfismo estático de baja relación P/T en el fondo oceánico. La edad de estos procesos de alteración y metamorfismo de baja-P se interpreta fue Cretácico Inferior, como la de la intrusión de los protolitos volcánicos y subvolcánicos de la Fm. Ámina-Maimón.

La blastesis metamórfica dinamo-térmica es de carácter sincinemático y está relacionada con la deformación dúctil regional D1. En la zona estudiada produce texturas granoblásticas, granolepidoblásticas, nematoblásticas y porfiroclásticas, elongadas paralelamente a los planos S1 y que, en las rocas más deformadas, tienden a ser de carácter milonítico y filonítico. Las asociaciones minerales formadas son localmente propias de la facies de los subesquistos verdes (prehnita-pumpellita) y generalmente indicativas de condiciones P-T de la facies de los esquistos verdes de menor-T (sin granate).

Las metavulcanitas intermedias y básicas relativamente menos deformadas y en facies prehnita-pumpellita, aparecen únicamente en el sector NE de afloramiento de la Fm. Ámina-Maimón en la Hoja de Monción. La asociación mineral sin-S1 consiste en prehnita, pumpellita, clorita, epidota, albita, sericita, cuarzo y calcita. En el sector sur de afloramiento de la unidad, en el área del embalse de Monción, así como en todos los afloramientos incluidos en las Hojas de Martín García y Dajabón, la Fm. Aminá está compuesta por una alternancia de cuarzo-esquistos albiticos y esquistos máficos de características filoníticas y miloníticas. Las asociaciones minerales asociadas a la fábricas S1 están compuestas por albita, moscovita, clorita, (\pm)biotita, esfena, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, en las metavulcanitas

ácidas; y por clorita, actinolita/hornblenda actinolítica, epidota, albita, mica blanca, calcita, cuarzo, esfena y óxidos Fe-Ti, en las metavulcanitas intermedias.

El contacto entre ambas zonas, definida por una isograda de actinolita-*in*, se localiza en la Hoja de Monción próxima a un cabalgamiento dúctil y subparalela a su traza. Por lo tanto, es posible que la deformación D1 continúe después de la blastesis metamórfica, deformando a las isogradas. Esta interpretación está favorecida por la presencia de texturas *pull-apart* subperpendiculares a la L1 en el anfíbol actinolita u hornblenda actinolítica, rellenos por clorita y sericita, e indicativos de un descenso de la T durante los estadios avanzados de la D1. Los esquistos de la Fm. Maimón aparecen deformados y filonizados en condiciones de grado muy bajo y más frágiles, por las estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española.

3.2. Petrología y geocronología de las rocas intrusivas y filonianas (Dominio de la Cordillera Central)

3.2.1. Batolito Loma de Cabrera - Generalidades

3.2.2. 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. 9). Los granitoides afloran en sucesión, principalmente según una banda discontinua NO-SE, desde el macizo de Limbé al NO (Haití) hasta el macizo de Medina al SE (Rep. Dominicana). Como información, otro alineamiento más limitado en dirección E-O está constituido, de oeste a Este, por los macizos de Hatillo, Cévicos y El Valle (Fig. 9).

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.*, 1991c). Hay raras excepciones que muestran, sin embargo, intrusivos foliados, en la Fm. Tireo (tonalita foliada de Macutico). 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. 9) son descritos como complejos intrusivos heterogéneos formados por litologías variadas, desde

gabros hasta tonalitas (Feigenson, 1978; Lewis, 1980; Kesler *et al.*, 1991c), 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. 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.

3.2.3. 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.*, 1977c; Kesler *et al.*, 1991c; 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 priori* (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. 9 y la Tabla 5 presentan un resumen de los datos radiogénicos. En la Fig. 9, el conjunto de los resultados está reagrupado por tipos litológicos señalados con etiquetas de diferentes colores indicando el método analítico utilizado.

3.2.3.1. 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.*, 1977b). 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.

Al 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 Complejo 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.

Nombre Masico	Long (WGS84)	Lat (WGS84)	Numero	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	Kessler <i>et al.</i> , 1977
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	RD-72-39	K-Ar	Plag	122,6	1,8	Kessler <i>et al.</i> , 1977
N Jarabacoa	-70,6091	19,1350	RD-72-49	K-Ar	Hbl	55	3,4	Kessler <i>et al.</i> , 1977
Gabro								
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 16	Ar-Ar	Hbl	123	?	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	84-85	Ar-Ar	Hbl	97	?	Cribb <i>et al.</i> , 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								
Arroyo 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	Kessler <i>et al.</i> , 1991
El Bao	-70,9601	19,2602	Tab.1, 46	K-Ar	Biot	49	2	Kessler <i>et al.</i> , 1991
El Bao	-70,9601	19,2602	Tab.1, 46	K-Ar	Hbl	70,5	0,8	Kessler <i>et al.</i> , 1991
El Bao	-70,9601	19,2580	Tab.1, 45	K-Ar	Hbl	68,4	0,9	Kessler <i>et al.</i> , 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	?	Messnier, 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 <i>et al.</i> , 1985
Hatillo	-70,1407	19,0030	95-101	U/Pb	Circón	115	0,3	Sysmin
Jautia	-70,4280	18,7281	Tab.1, 17	K-Ar	Biot	81	2	Kessler <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 <i>et al.</i> , 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 <i>et al.</i> , 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	Kessler <i>et al.</i> , 1991
Loma de Cabrera	-71,6018	19,3362	RD-72-34	K-Ar	Hbl	49,4	0,6	Kessler <i>et al.</i> , 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	Kessler <i>et al.</i> , 1991
Medina	-70,2067	18,6118	Tab.1, 02	K-Ar	Biot	80	2	Kessler <i>et al.</i> , 1991
Medina	-70,2067	18,6118	Tab.1, 02	K-Ar	Hbl	82	2	Kessler <i>et al.</i> , 1991
Mont Organisé	-72,1451	19,5598	Tab.2, 23	K-Ar	WR	62,5	?	Bellon <i>et al.</i> , 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	Kessler <i>et al.</i> , 1991
	-70,3587	18,7348	Tab.1, 14	K-Ar	Biot	56	2	Kessler <i>et al.</i> , 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 de 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 <i>et al.</i> , 1989

Tabla 5 - Síntesis de las dataciones absolutas de las rocas intrusivas de la Cordillera Central. (Las coordinadas son aproximadas. "Numero original" es el numero de la muestra analizada o el numero citado en las tablas 1 y 2 de Kesler *et al.* 1991. Cuándo el error no esta citado en las publicaciones se puso "?")

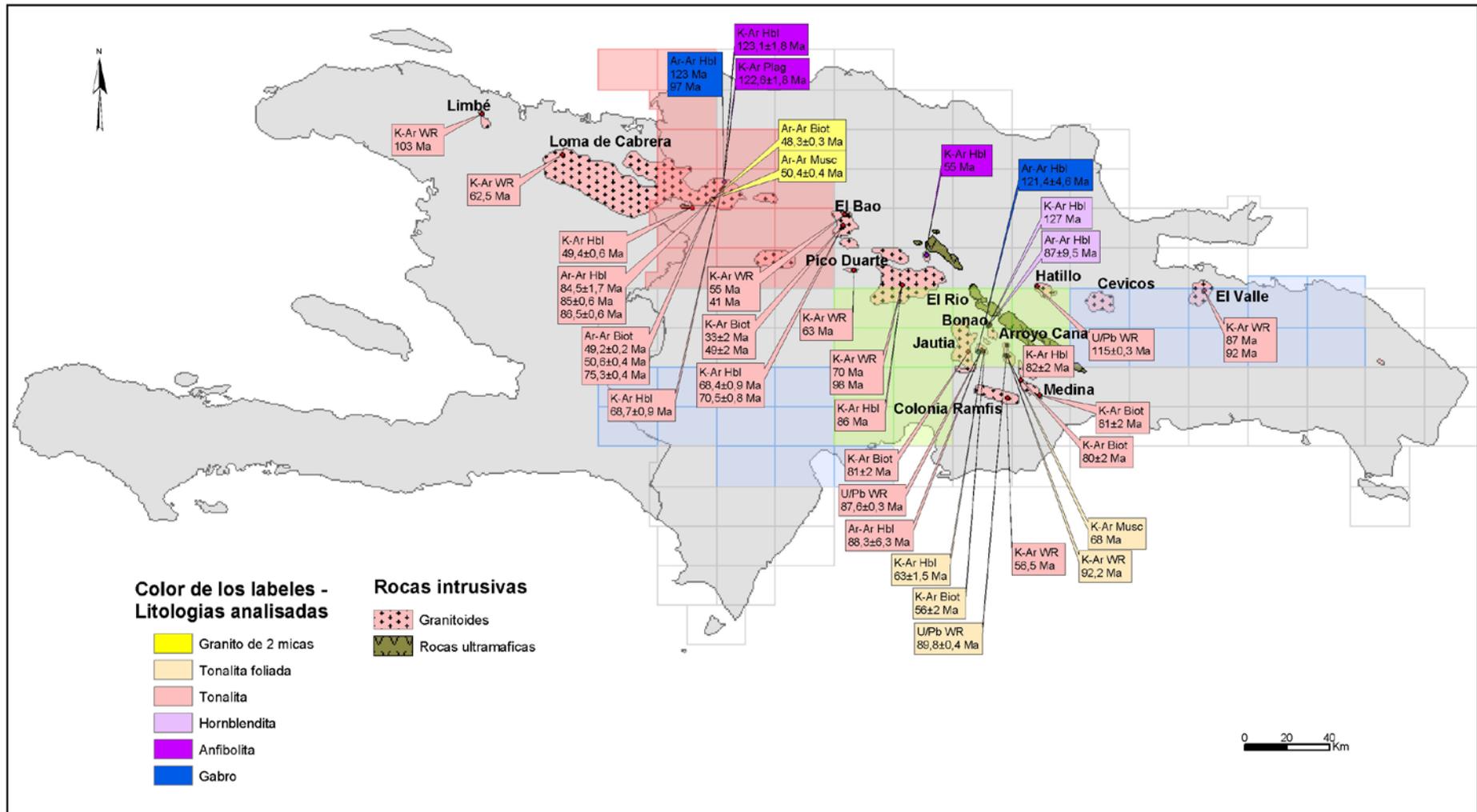


Fig. 9 - Distribución de las rocas intrusivas y de las dataciones absolutas en la isla de Española

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 complejo 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 ^{40}Ar .

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 (Bowin, 1966) cita unos diques ácidos cortando la hornblendita. La edad obtenida por Hernaiz (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.*, 1977c) pero no se excluye que sea representativo del Complejo Duarte.

3.2.3.2. 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.

3.2.3.2.1. Intrusivos tonalíticos foliados

Todas las edades obtenidas para los intrusivos tonalíticos foliados provienen de 2 pequeños cuerpos de las cercanías de Bonaó, en la Hoja de Arroyo Caña (Fig. 9).

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

(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.* (1991c) obtienen edades entre 56 ± 2 Ma y 68 Ma por K-Ar sobre minerales separados (Tabla 5). 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.

3.2.3.2.2. 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 5, Fig. 9). 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 $49,2 \pm 0,2$ y $75,3 \pm 0,4$ Ma, mientras que aquellos sobre hornblenda son notablemente más ancianos y más homogéneos, comprendidos entre $84,5 \pm 1,7$ y $86,5 \pm 0,6$ 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.* (1991c) obtuvieron edades K-Ar sobre biotita y hornblenda en el macizo de El Bao. Una vez más, las dos edades sobre biotita (33 ± 2 y 49 ± 2 Ma) son más jóvenes que las obtenidas sobre hornblenda ($68,4 \pm 0,9$ y $70,5 \pm 0,8$ 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 a 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 ^{40}Ar) después de un nuevo evento térmico cuya edad máxima sería de 49 Ma.

3.2.3.3. 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 Complejo 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).

3.2.3.4. 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 Complejo Duarte). Si Kesler *et al.* (1977a) consideran que no se deben poner en relación con el Complejo Duarte, no hay evidencia para excluirlo, por lo menos por la edad del metamorfismo del C. Duarte y por la edad del Complejo 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 (capítulo 3.2.4.) y con las dataciones realizadas durante este proyecto (capítulo 3.4.).

3.2.4. Descripciones particulares a la Hoja de Dajabón

El batolito aflora en el límite sur de la Hoja y cubre 32km², equivalente a 7.22% de la superficie del mapa. Una pequeña ventana, a través de la cobertera aluvial del río Masacre, hace aflorar las tonalitas a 4 km al norte de Dajabón (La Bahía) lo que, junto con la imagen edl mapa magnético (Fig. 10), sugiere fuertemente la presencia del batolito por debajo de la cobertera aluvial en toda la esquina suroeste de la Hoja.

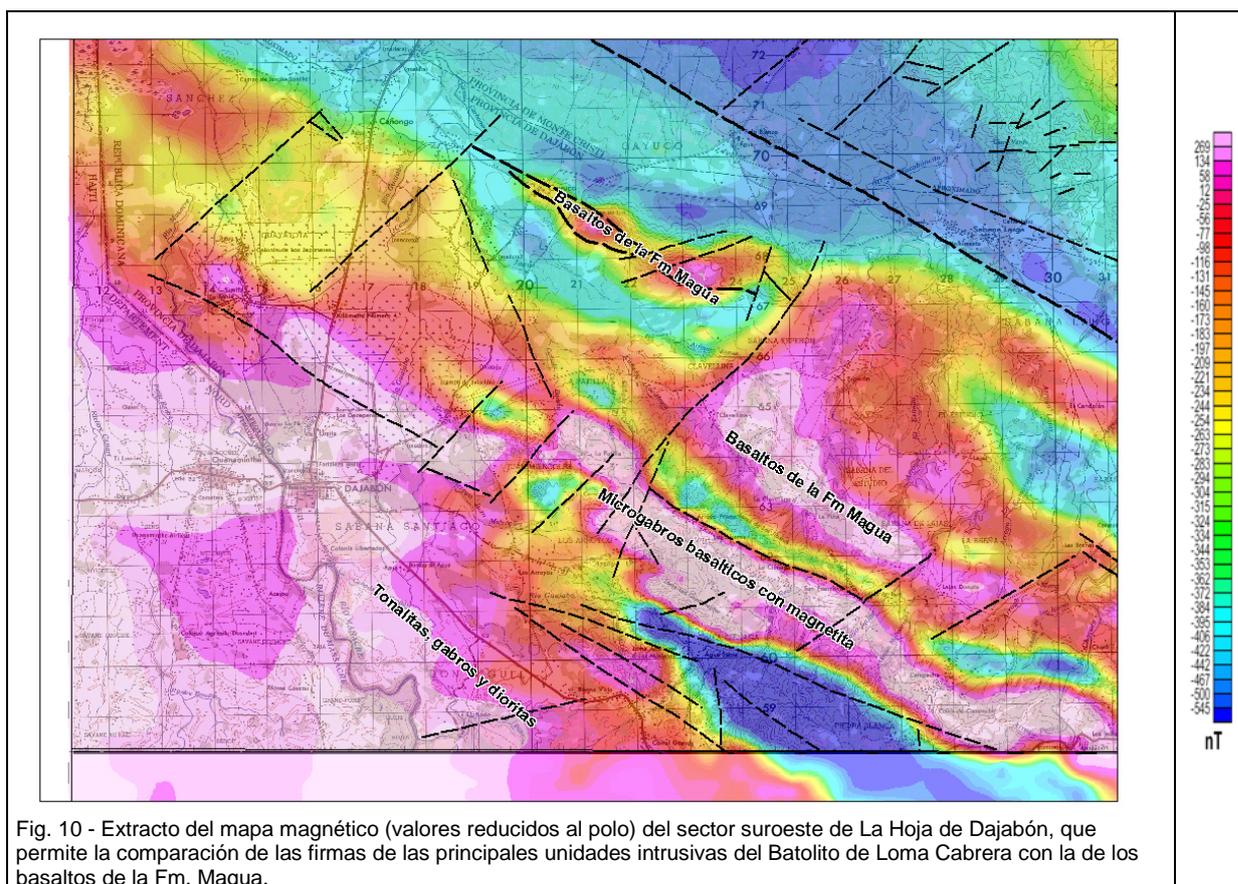


Fig. 10 - Extracto del mapa magnético (valores reducidos al polo) del sector suroeste de La Hoja de Dajabón, que permite la comparación de las firmas de las principales unidades intrusivas del Batolito de Loma Cabrera con la de los basaltos de la Fm. Magua.

Las cuatro unidades distinguidas en el batolito de Loma Cabrera están descritas a continuación con el orden cronológico establecido en las diferentes Hojas del Proyecto K:

- Rocas ultramáficas - Cumulados (19)
- Microgabros con magnetita (18)
- Dioritas y gabrodioritas (16)
- Tonalitas y cuarzodioritas con anfíbol y biotita (17)

3.2.4.1. Intrusivos (1) Rocas ultramáficas - Cumulados

Las rocas ultramáficas están poco representadas en la Hoja. Afloran en lentejones de extensiones reducidas (1 a 24 ha), a lo largo de fallas con dirección NO-SE. Estas fallas, paralelas al borde meridional de la Zona de Falla de la Española, separan localmente las dioritas del batolito de la los basaltos de la Fm. Magua.

A la mesoescala, se trata de cumulados piroxénicos, de grano grueso, muy densos, con minerales de alteración de color grises con tacto suave de tipo talco.

Al microscópico (03PU9637 lat: 19.53195 - long: -71.56042) los minerales de alteración de los piroxenos son micas blancas y clorita magnesiana.

Al límite SE de la Hoja, un lentejón de cumulado piroxénico con cristales centimétricos en una matriz de grano medio, está encajado en un corredor de falla de desgarre senestra de dirección SO-NE.

Al sur de la Hoja, dos lentejones de cumulos aparecen como diferenciaciones piroxénicos en los gabros-dioritas del batolito de Loma Cabrera (Corral Grande, Buena Vista y Agua Santa).

Más al sur, en la Hoja vecina de Loma de Cabrera, estos cumulos tienen una extensión mucho más importante en el macizo de Loma Chacuey.

3.2.4.2. Intrusivos (2) Microgabros con magnetita

Los microgabros con magnetita, corresponden a una unidad muy particular, integrada al batolito de Loma de Cabrera por la similitud de facies con varias ocurrencias de rocas básicas a ultrabásicas observadas en la unidad de gabrodiorita. Al contrario de las rocas de la Fm. Tireo que constituyen el encajante, los microgabro no presentan deformación.

Sin embargo, la firma magnética de los microgabros es excepcional a nivel del batolito de Loma Cabrera y muestra similitud con la firma del C. Duarte. El magnetismo muy fuerte permite definir la extensión geométrica de estos intrusivos, incluso por debajo de la cobertera constituida por el conglomerado Bulla (Fig. 7).

La anomalía está muy bien circunscrita y orientada NO-SE paralelamente a La Fm. Tireo. Los límites presentan gradientes muy fuertes simétricos, lo que sugiere un enraigo vertical del intrusivo.

En la extremidad NO, la anomalía está segmentada por una falla NE-SO, de movimiento dextro, si el intrusivo está realmente vertical.

Draper y Lewis (1991), cartografiaban un sector con gabronorita alrededor del río arriba del arroyo Higueros.

Topográficamente, los afloramientos corresponden a una sucesión de lomas, de 100 a 120 m de desnivel (Cerros de Campeche). El borde sur, bien marcado, corresponde a un contacto por falla con las tobas y epiclastitas de la Fm. Tireo. El límite norte no está tan bien definido topográficamente, debido a la presencia de coluviones y del conglomerado Bulla.

A la mesoescala, la roca es masiva, densa y muy magnética, de color marrón a gris-verde oscuro y grano medio a fino. Con la meteorización, la roca presenta una desagregación tipo piel de cebolla (Foto 71).

En general, no se observa fábrica deformativa o flujo magmático, salvo en un afloramiento (Punto y muestra 03PU9053, Foto 70) donde aparece un bandeo poco inclinado N30°E/35° O.

Al microscopio, las texturas son ofíticas a doleríticas, de grano fino, características de una roca hipovolcánica, hipocrystalina, masiva (03PU9053 y 03PU90200).

La composición es muy homogénea, con plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (?) como componentes principales y opacos como accesorios. Los opacos (magnetita, ilmenita) son muy abundantes (5 a 15%) y explican el magnetismo de esta facies.

Los clinopiroxenos de color rosado y pardo (augita titanífera) forman agregados radiales más o menos entrecruzados.

La alteración se marca por una sericitización, epidotización y albitización de la plagioclasa, y una cloritización y epidotización de los ferromagnesianos, con rellenos y parches de clorita, epidota, pumpellita, sericita y opacos.

Se observan vetillas milimétricas rellenas de agregados de epidota, pumpellita, cuarzo microcristalino (escaso en la muestra 03PU9020) y calcita drúsica.



Foto 70 - Microgabro marrón oscuro, magnético con bandeo magmático regular N30°E/35°O. (03PU9053: Lat.: 19.54518; Long. : -71.64372)



Foto 71 - Lentejón de roca magnética, densa, oscura, de grano fino, alterada en bolas dm, con óxidos de Mn. (03PU9026: Lat.: 19.53945; Long. : -71.6345)

3.2.4.3. Intrusivos (3) Dioritas y gabros

Las dioritas y gabros afloran en la parte meridional de la Hoja, en dos conjuntos con características topográficas diferentes.

El primero conjunto corresponde a los relieves más elevados del SO de la Hoja (Lomas Amaceyal y Corral Grande). Esta banda, de 4 km de largo y 1 km de ancho, que se prolonga en la Hoja de Loma Cabrera hasta la Loma Chacuey, se caracteriza por una gran heterogeneidad de las facies gabronoríticas a dioríticas.

La distinción cartográfica a la escala 1:50.000 de cada facies resulta muy difícil, debido a la meteorización y a la presencia de una cobertura vegetal.

Los tipos petrográficos observados son:

- noritas y gabronoritas con hornblenda,
- gabros y melanogabros con clinopiroxeno y hornblenda,
- dioritas y cuarzodioritas con hornblenda.

Como señalado en las generalidades, la presencia de ocurrencias ultramáficas es común en esta unidad. Se observan aquí en la cantera de Corral Grande (03 PU9093 lat: - 71.64694long: 19.5115).

A La diferencia del sector de Loma Chacuey (Hoja Loma Cabrera) no se ha podido observar un bandeado ígneo en esta banda.

El segundo conjunto de diorita y gabro, corresponde a los relieves suaves (120 m de desnivel) del SE de la Hoja (Loma Junco Las Gallinas); los relieves más accentuados corresponden a la Fm. Tireo.

Predominan las dioritas cuarcíticas de grano medio con anfíbol y escasas diferenciaciones gabroícas.

En los “roof pendants” de skarn, se observan sills de dioritas, de potencia decimétrica, paralelos a la S0-S1 de los skarn bandeados (Foto 21).

3.2.4.4. Intrusivos (4) Tonalitas y cuarzodioritas con biotita o anfíbol

La tonalitas y cuarzodioritas afloran en el límite sur de la Hoja, en dos zonas distintas, separadas por una depresión constituida por las volcanitas de la Fm. Tireo, en gran parte cubierta por el conglomerado Bulla.

El sector SO, corresponde a las leucotonalitas de las lomas de San Miguel, que dominan de 80 m el valle del río Masacre (03PU9089 , Foto 73).

Se marca por una anomalía espectrométrica del potasio (Fig. 11), de 4 x3 km , que permite delimitar la zona aflorante y subaflorante de la leucotonalita que se prolonga en la Hoja vecina de Loma Cabrera y al oeste del río Masacre, en Haití (entre Guanaminthe y Savanne).

Los afloramientos meteorizados presentan bloques redondos, de unos metros cúbicos, de leucotonalita de grano medio y arena cuarzosa característica.

Al microscopio, la textura es granuda, holocristalina, con plagioclasa, cuarzo y biotita como componentes principales y clorita, sericita, epidota como secundarios. El feldespató potásico (microclina) aparece como mineral accesorio.

Esta leucotonalita está cortada por una serie de diques básicos, raramente félsicos.

El sector SE, corresponde a las tonalitas y cuarzodioritas de las zonas de Tahuique, Sabana del Medio y Cerro de Gallina. La topografía es más suave, con lomas de unos 30m de desnivel. La anomalía espectrométrica del potasio es mucho más discreta que la de las leucotonalitas del SO.

Tonalitas y cuarzodioritas alternan en lentejones paralelos, orientados NO-SE.

Las tonalitas son de grano medio, con cuarzo abundante, anfíbol y/o biotita. No presentan la alteración en bolas y se meteorizan en suelos arcillosos, débilmente arenosos., de color naranja a pardo.

Cabe señalar la presencia en el sector SO, como en el sector de La Bahía, al norte de Dajabón, de diferenciaciones leucotonalíticas con texturas porfídicas, granofíricas o miloníticas.

Estas leucotonalitas forman cuerpos estrechos continuos, muy alargados de rumbo NO-SE. Topográficamente corresponden a sucesiones de lomas de elevación media.

En el sector de la Bahía, esta facies está ligada a un corredor tectónico que marca el límite septentrional del batolito.

En el sector SE, se podría tratar del mismo contexto, aunque los criterios tectónicos no están evidentes. Sin embargo estas leucotonalitas están asociadas espacialmente a la alineación de "roof pendants" de skarns del Tireo y enclaves de metaanfilitas atribuidas a al Complejo Duarte.

Algunos diques básicos y félsicos, decimétricos a métricos, orientados NE-SE, están encajados en las leucotonalitas del SE.

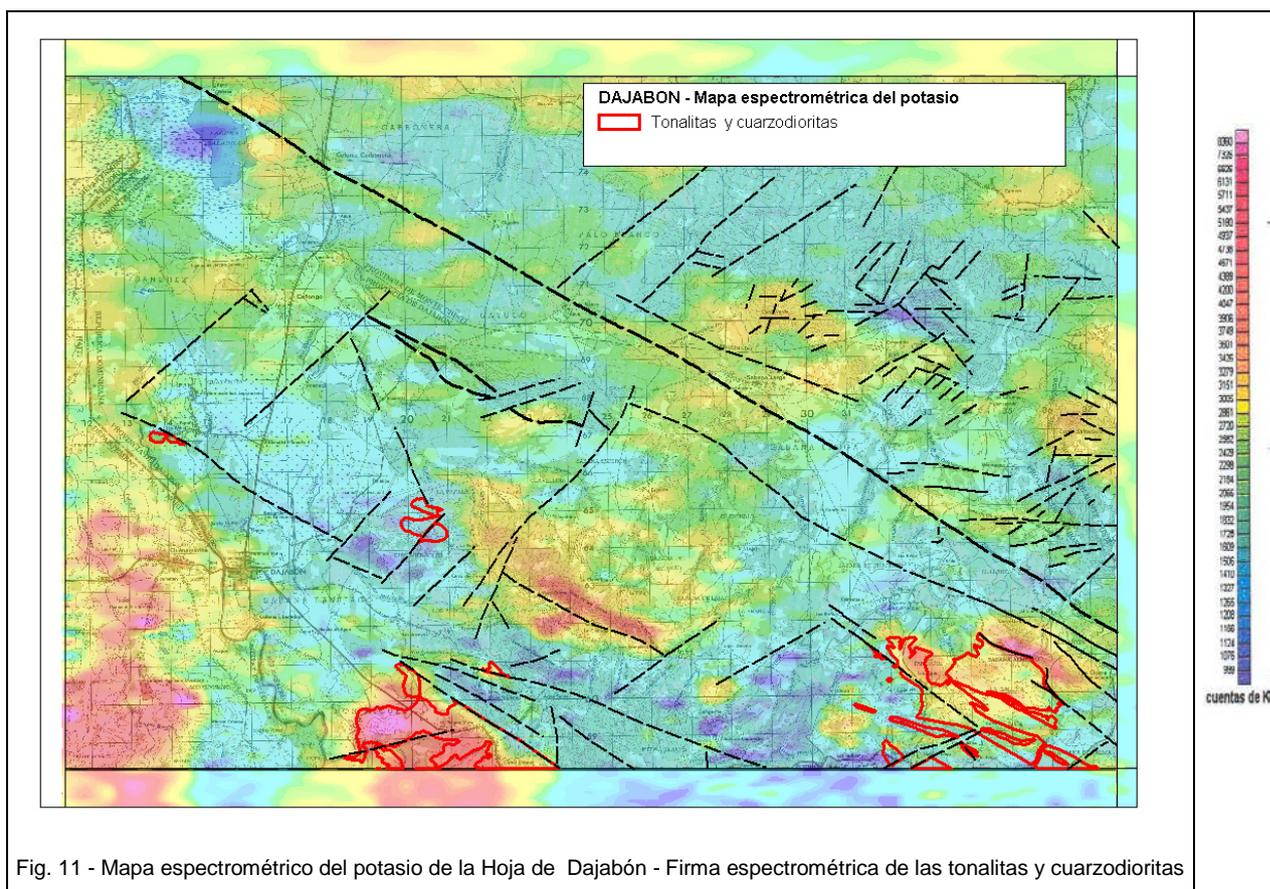


Fig. 11 - Mapa espectrométrico del potasio de la Hoja de Dajabón - Firma espectrométrica de las tonalitas y cuarzdioritas



Foto 72 - Paisaje hacia Dajabón (03PU9090: Lat.: 19.51117; Long. : -71.67315)



Foto 73 - Alteración en bolas de las Tonalita-Cuarzdiorita con biotita (03PU9089: Lat.: 19.51244; Long. : -71.66637)

3.2.4.5. (5) Cuarzo: vetas

Las vetas de cuarzo decimétricas a plurimétricas se localizan en los esquistos verdes de la Fm. Ámina-Maimón. A menudo están asociados a las zonas gossanizadas y claramente afectados por la deformación D1; la dirección general es NO-SE.

3.2.4.6. Relaciones geométricas entre las unidades

Gran parte de los intrusivos del batolito de Loma Cabrera está cubierta por los depósitos aluviales cuaternarios, particularmente en el sector SO. Debido a la firma magnética que se mantiene anómala en la zona del valle aluvial del río Masacre, el espesor del recubrimiento es probablemente reducido. De hecho, la exposición en una pequeña ventana de facies intrusivos, en el sector de la Bahía, en la orilla de río Masacre, confirma esta hipótesis. Los contactos con la cobertera cuaternaria son discordantes. En el sector SE, las diferentes unidades intrusivas del batolito están cubiertas, localmente, por el conglomerado de la Fm. Bulla, areniscas y lutitas de la Fm. Cercado, terrazas y aluviones actuales. El contacto discordante no se visualiza en el campo, sino que se traduce por zonas de fuerte meteorización con suelos arcillosos naranjos con cantos redondos polimícticos, relictos del conglomerado preexistente o de las terrazas.

Las relaciones entre las diferentes unidades intrusivas son de tipo variados.

Las rocas ultramáficas y cumulos están generalmente ocupando corredores de falla, como en el sector situado entre Los Indios y El Junco y el contacto con las tonalitas o dioritas y gabros encajantes es intrusivo, a lo largo de estos corredores. Rocas ultramáficas resultando de las diferenciaciones de los gabros, existen dentro de la unidad de gabro y diorita y los contactos en este caso son transicionales con disminución progresiva de los piróxenos, aparición de las anfíboles y desarrollo de las plagioclasas.

Las relaciones geométricas de los microgabros con magnetita con las demás unidades son muy particulares. El límite meridional corresponde a un contacto por falla con la volcanitas finas (epiclastitas) de la Fm. Tireo. En la parte norte, las condiciones de afloramiento no permiten caracterizar los contactos. Sin embargo, la cartografía sugiere un emplazamiento de estos microgabros en forma de diques o más bien de sills concordantes con la Fm. Tireo encajante, aunque las relaciones con los domos y lavas riolíticas últimas de la Fm. Tireo no se han observadas. Tomando en cuenta la cronología admitida a nivel del batolito, los contactos con las unidades sucesivas de gabro-dioritas y tonalitas son intrusivos.

En el campo, cuando este contacto no es tectónico se ve transicional, sin cambio brusco de facies. No se ha observado la transición por brechas con clastos de diorita en una matriz tonalítica, ni tampoco figuras de "mixing" o "migling" de magma, descritas en la Hoja Santiago Rodríguez.

En estas unidades, las diferenciaciones leucotonalíticas con textura porfídica, granofírica o milonítica y los diques básicos o félsicos aparecen como los últimos.

Los contactos y relaciones intrusivos con la Fm. Tireo son más evidentes, debido a la presencia de un metamorfismo de contacto de los niveles de cherts carbonatados de la Fm. Tireo. Se expresa bajo la forma de skarns bandeados, próximos a los intrusivos, o en “roof pendants” encima de los intrusivos. Frecuentemente se observan inyecciones de diorita con anfíbol en pequeños sills, concordantes con el bandeo de los skarns.

Los contactos con la Fm. Magua son tectónicos, como se puede ver en el sector SE de la Hoja (Sabana Almedio y la Gorra) donde el contacto está subrayado por los “roof pendants” de cherts de la Fm. Tireo. Se trata del borde sur de la Zona de Falla de la Española.

3.3. GEOQUÍMICA

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.

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

3.3.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo

Las muestras fueron inicialmente machacadas, cuarteadas a 250 grs y pulverizadas en un molino de ágata hasta que el 95% de la muestra pasara por la malla 150 (106 micras), en los talleres del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. El polvo fue enviado para proceder a el análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras a *ACME Laboratories* (Vancouver, Canada). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP (*inductively coupled plasma*) mediante fusión con LiBO_2 fueron: SiO_2 (0.02%), Al_2O_3 (0.03%), Fe_2O_3 (0.04%), CaO (0.01%), MgO (0.01%), Na_2O (0.01%), K_2O (0.04%), MnO (0.01%), TiO_2 (0.01%), P_2O_5 (0.01%), Cr_2O_3 (0.001%), LOI (0.1%), C (0.01%), S (0.01%), Ba (5 ppm), Ni (30 ppm), Sc (1 ppm), Sr (10 ppm), Y (10 ppm) y Zr (10 ppm). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) mediante fusión con LiBO_2 fueron: Ag^* (0.1 ppm), As^* (1 ppm), Au^* (0.5 ppb), Ba (0.5 ppm), Bi^* (0.1 ppm), Cd^* (0.1 ppm), Co (0.5 ppm), Cs (0.1 ppm), Cu^* (0.1 ppm), Ga (0.5 ppm), Hf (0.5 ppm), Hg (0.1 ppm), Mo^* (0.1 ppm), Nb (0.5 ppm), Ni^* (0.1 ppm), Pb^* (0.1 ppm), Rb (0.5 ppm), Sb^* (0.1 ppm), Se (0.5 ppm), Sn (1 ppm), Sr (0.5 ppm), Ta (0.1 ppm), Th (0.1 ppm), Tl^* (0.1 ppm), U (0.1 ppm), V (5 ppm), W (0.1

ppm), Y (0.1 ppm), Zn* (1 ppm), Zr (0.5 ppm), La (0.5 ppm), Ce (0.5 ppm), Pr (0.02 ppm), Nd (0.4 ppm), Sm (0.1 ppm), Eu (0.05 ppm), Gd (0.05 ppm), Tb (0.01 ppm), Dy (0.05 ppm), Ho (0.05 ppm), Er (0.05 ppm), Tm (0.05 ppm), Yb (0.05 ppm) y Lu (0.01 ppm). Los metales 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 $Fe_2O_{3t} = Fe_2O_3 + FeO \times 1,11135$ 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 (SiO_2 a P_2O_5) fue $<99,98\%$. El número de Mg (Mg#), fue calculado como $100 \cdot mol\ MgO / (mol\ MgO + mol\ FeO_t)$, donde $FeO = 0,8 \times Fe_2O_{3t}$ y $Fe_2O_3 = 0,2 \times Fe_2O_{3t}$. 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 K_2O+Na_2O versus $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ 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 espilitica 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, TiO_2), 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 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 TiO_2 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 disponibles en los informes correspondientes (Escuder Viruete, 2004).

3.3.2. Complejo Duarte

Los raros afloramientos atribuidos cartográficamente al C. Duarte en la Hoja de Dajabón, no han permitido un muestreo para la geoquímica; se trata de “*roof pendant*” en el seno del batolito de Loma Cabrera. Para la descripción geoquímica detallada del C. Duarte, se puede consultar el informe de Escuder Viruete (2004). Los microgabros magnéticos que afloran al sur de la Hoja están asociados al batolito de Loma Cabrera. La descripción geoquímica muestra una similitud con la firma del C. Duarte.

3.3.3. Microgabros magnéticos subvolcánicos

En la Hoja de Dajabón aflora un macizo de microgabros y basaltos homogéneos, de grano fino, masivos, marcadamente magnéticos, subvolcánicos. Geoquímicamente, se trata de basaltos ricos en Ti de afinidad N-MORB/E-MORB (PU 9020 y PU 9053), relacionables con los basaltos de Los Cocos-Retauración, las anfibolitas de La Meseta y, probablemente, los metabasaltos de El Palmarito (Hoja de Santiago Rodríguez). Por lo tanto, se relacionan estratigráficamente con el conjunto superior del C. Duarte.

Composicionalmente se trata de un grupo de basaltos con cuarzo, hiperstena y diópsido normativos, bastante fraccionadas ($Mg\#37-39$), que presentan contenidos altos en álcalis ($K_2O+Na_2O=2,8-2,9\%$), en TiO_2 (3,0 a 3,3) y en P_2O_5 (0,3%), para contenidos bajos en CaO (5,8-6,7%) y de Al_2O_3 entre 12 y 12,2%. Estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca. En un diagrama SiO_2 versus álcalis de Cox *et al.* (1979), estas rocas se sitúan en el campo de basaltos sub-alcalinos, próximas al límite con los alcalinos. No obstante, los álcalis pueden haberse movilizado por alteración. En el diagrama Nb/Y versus Zr/ TiO_2 de Winchester y Floyd (1977) caen en el campo de los basaltos/andesitas subalcalinos (Fig. 12). En los diagramas Yb versus Th y Zr versus Y (Barrett & MacLean, 1999) presentan una afinidad toleítica con valores muy altos de Yb e Y, diferentes de las toleitas pobres en K y las rocas calcoalcalinas de la Fm. Tireo (Fig. 13). En el diagrama Ti/1000 versus V se alinean en el campo de los basaltos intraplaca con relaciones Ti/V de unos 30, sin relación aparente con el C. Dajabón (Fm. Tireo), los basaltos de Loma de Guandules-Pelona-Pico-Duarte y la Fm. Siete Cabezas de Bonao (Fig. 12). En el diagrama Ta/Yb versus Th/Yb caen en las composiciones de E-MORB de Sun y McDonouch (1989), muy cerca de los basaltos de Los Cocos-Retauración y anfibolitas de

La Meseta. Este carácter E-MORB intraplaca también es patente en un diagrama triangular Y/15-La/10-Nb/8.

En un diagrama multielemental normalizado frente a al manto primordial (Fig. 13), los microgabros magnéticos ricos en Ti presentan un patrón subparalelo al de los basaltos N-MORB, aunque a una mayor abundancias de HFSE y REE. Las anomalías negativas de Ba, Sr y P se relacionan probablemente con la fraccionación de la plagioclasa. Este patrón es distinto al de basaltos OIB, caracterizados por una pendiente negativa en la distribución de HFSE y REE. La ausencia de una anomalía negativa de Nb-Ta y de un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB, excluye a estos basaltos intraplaca como relacionados con procesos de subducción.

En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 13), los microgabros ricos en Ti se caracterizan por un patrón plano $[(La/Yb)_N=1,2 Mg\#=36-40]$, sin anomalía de Ti. La abundancia de REE es 12 a 16 el manto primordial y existe una ligera anomalía positiva de Nb y negativa de Eu, posiblemente relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa. Los valores de la relación $(Zr/Sm)_N$ son de 1,0-1,1 y la $La/Yb < 30$ (1,6-1,7), diferente de los basaltos oceánicos alcalinos (OIA). No se observa una fraccionación importante de HREE, sugiriendo que el granate no fue una fase residual en la fuente mantélica. Estas rocas son toleitas ya evolucionadas, como sugiere su alto contenido en REE, producidas por la fusión de un manto somero similar a la fuente de los N-MORB, quizá en una zona de dorsal próxima a una pluma mantélica.

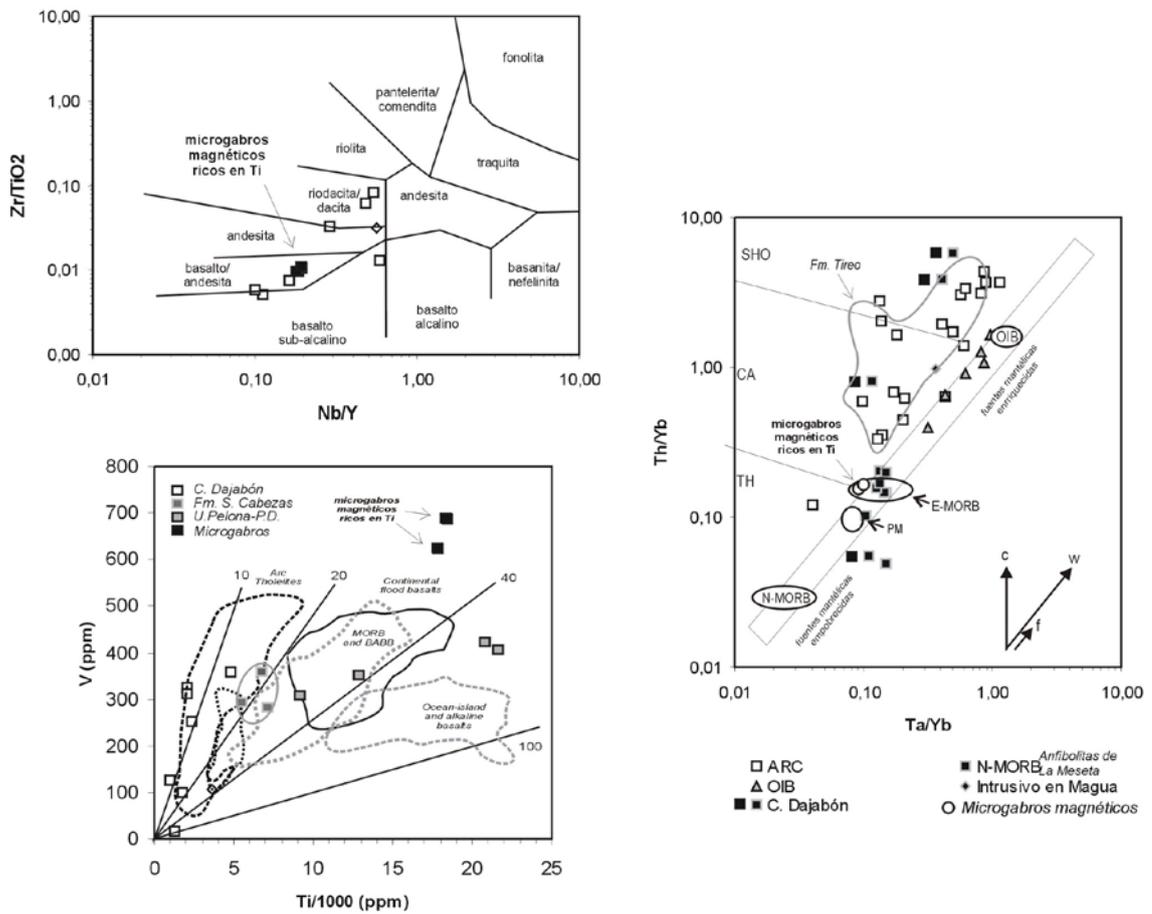


Fig. 12 - Proyección de los microgabros magnéticos en los diagramas Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), Ti/1000-V de Shervais (1982) y Ta/Yb-Th/Yb (Pearce, 1982).

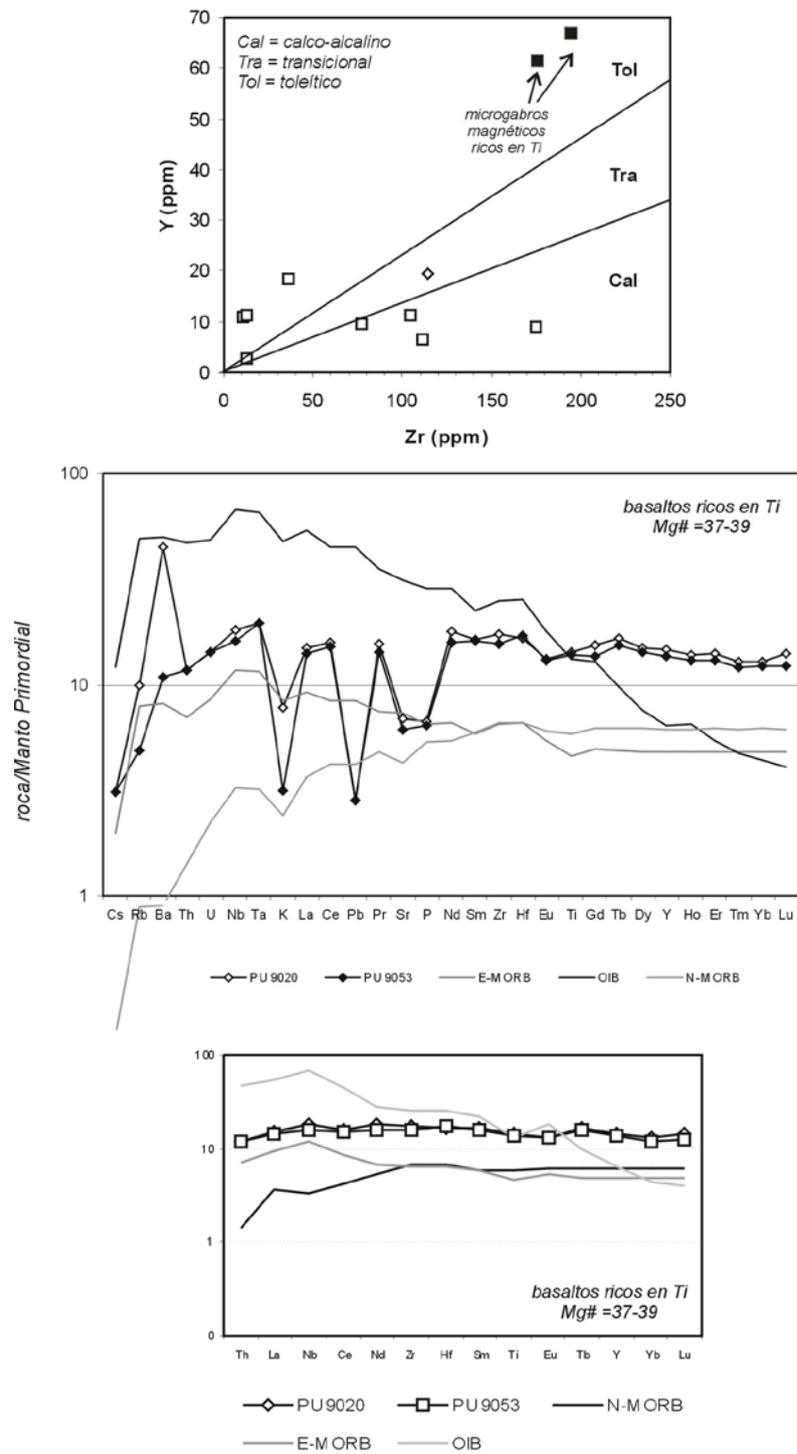


Fig. 13 - Proyección de los microgabros magnéticos en el diagrama Zr-Y, en el multielemental y en el extendido de REE, normalizados respecto al manto primordial.

3.3.4. Fm. Ámina -Maimón

Los protolitos premetamórficos de la Fm. Ámina-Maimón son principalmente rocas volcánicas y subordinadamente sedimentarias, incluyendo pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos. Por su posición estructural al norte de la Zona de Cizalla de La Española y su similar composición litológica la Fm. Ámina ha sido correlacionada con Fm. Maimón, representando ambas un episodio de magmatismo bimodal básico-ácido de edad Cretácico inferior (Draper & Lewis, 1991b; Kesler *et al.*, 1991b; Lewis *et al.*, 2002). Para Draper y Lewis (1991), las Formaciones Maimón y Ámina representarían las primeras erupciones del primitivo arco-isla caribeño, desarrolladas sobre un sustrato de corteza oceánica durante el Cretácico inferior. Kesler *et al.* (1991a; 1991b) relacionan los protolitos de la Fm. Maimón y los de la Fm. Los Ranchos como series ígneas relacionadas con un arco magmático y probablemente emitidas en un intervalo de tiempo similar (Neocomiano-Aptiano). Horan (1995) aporta datos isotópicos de Sr, Nd y Pb, que permiten correlacionar los protolitos de las rocas máficas y félsicas de la Fm. Maimón con la serie de la Isla del Agua de las Islas Vírgenes, sugiriendo una misma fuente MORB Pacífica para todo el magmatismo bimodal más antiguo de las Antillas Mayores. En su estudio de los depósitos de sulfuros masivos y de las rocas volcanoclásticas encajantes en los yacimientos de Cerro de Maimón, Loma Pesada y Loma Barbuico, Lewis *et al.* (2000) concluyen que los materiales de las Fms. Maimón y Los Ranchos fueron generados en un arco isla submarino primitivo. En el presente estudio, las rocas de la Fm. Amina fueron muestreadas en las Hojas de Dajabón, Martín García y Monción. Estas muestras son comparadas con los análisis de la Fm. Maimón procedentes de la base de datos del sector de Bonaio de J. Lewis y los datos geoquímicos adquiridos en el Bloque L. La comparación petrológica y geoquímica de ambas formaciones ha permitido confirmar la correlación entre ambas formaciones y también con la Fm. Los Ranchos.

En un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), las rocas de la Fm. Amina gradúan en composición entre basaltos andesíticos y andesitas subcalcinas, al igual que las rocas de la Fm. Maimón (Fig. 14). Consideradas en conjunto, las rocas metamórficas estudiadas de la Fm. Amina caen en el diagrama catiónico de elementos mayores de Jensen (1976) en el campo de las series toleíticas (Fig. 16). En este diagrama, las rocas metavolcánicas félsicas quedan incluidas en el campo de las riolitas toleíticas y las metavolcánicas básicas en el de las andesitas y los basaltos toleíticos ricos en Fe, graduando hacia las toleitas magnesianas, existiendo un salto composicional entre ambos grupos aunque se dispone de pocas muestras. También, un basalto picrítico cae en el campo de las komatiitas basálticas. Tanto las rocas básicas como las ácidas muestran una

clara afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y de Barrett y MacLean (1999), observándose una muestra de afinidad calco-alcalina (MJ9122). En el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982), las rocas de la Fm. Amina caen tanto en el campo de las toleitas de arco isla (IAT; relación Ti/V < 20), como las rocas de la Fm. Maimón (con Ti/V próximo a la condrita), aunque una muestra (MJ9014) cae en el campo de los basaltos de fondo oceánico.

Las rocas ígneas de la Fm. Amina fueron alteradas en momentos tardi- y post-emplazamiento, así como deformadas y metamorfizadas, debiendo algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) deben haberse movilizadas, por lo que es necesario tener precaución en las interpretaciones geoquímicas basadas en estos elementos. En la Fig. 15 se muestra la variación respecto al MgO (% en peso) de algunos óxidos y elementos traza seleccionados en la Fm. Amina, comparándose además con la Fm. Maimón. Como se muestra en la figuras, los contenidos generalmente bajos en K₂O de las rocas de ambas formaciones son propios de las series magmáticas pobres en K. Los contenidos en TiO₂ son también bajos (< 0,8%), aunque en un grupo de muestras oscila entre 1,0 y 1,2%. Con el descenso en el MgO aumenta el V, el TiO₂ y el Fe₂O_{3t} en las muestras menos fraccionadas, lo que sugiere una afinidad toleítica, aunque en las muestras más fraccionadas de rocas félsicas el TiO₂ y el Fe₂O_{3t} también decrecen. Estas pautas son en todo análogas a las de la Fm. Maimón (Fig. 15). Respecto a ciertos HFSE (Y, Zr) y elementos de transición (Cr, V), considerados inmóviles durante el metamorfismo (Pearce, 1975; Ludden *et al.*, 1982), se registra un aumento y un descenso con el descenso en el MgO, respectivamente, controlados por los procesos de fusión parcial y fraccionación. Sin embargo, la dispersión observada en los diagramas de variación del TiO₂, V, Zr, Y y Cr a similar MgO (Mg#), da cuenta de la presencia de rocas referibles a diferentes series magmáticas dentro de la Fm. Amina. Por otro lado, en el diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 17), las rocas de la Fm. Amina presentan contenidos generalmente altos en LIL (Sr, Rb y Ba), un empobrecimiento en HFSE y REE, alineados paralelamente a una relación roca/N-MORB entre 0,2 y 0,8, y anomalías negativas de Nb-Ta muy marcadas en las rocas más fraccionadas y félsicas (metariolitas). Estas características son propias de magmas generados en zonas de subducción.

En base a los contenidos en TiO₂ y elementos traza, en la Fm. Amina se han distinguido 4 tipos de rocas básico-intermedias más un tipo adicional de rocas félsicas. Estos tipos son: toleitas de arco isla (IAT) "normales"; toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; boninitas; rocas félsicas (metariolitas); y basaltos de afinidad calco-alcalina, entendiendo que probablemente existen composiciones transicionales entre ellos. Estos tipos quedan bien

discriminados en los diagramas extendidos de REE (Fig. 18) y en los diagramas SiO_2 versus TiO_2 , $(\text{Zr}/\text{Sm})_N$ y $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Fig. 16), donde se han incluido también las series de rocas similares identificadas en la Fm. Maimón. La gran similitud geoquímica entre las diversas series de rocas observadas en la Fm. Maimón, la Fm. Amina y la Fm. Los Ranchos, implica que las dos primeras formaciones son equivalentes y que constituyen además los equivalentes deformados y metamorfizados de la tercera.

3.3.4.1. Toleitas de arco isla (IAT) “normales”

El grupo de toleitas de arco isla “normales” está representado por rocas de composición basalto andesítico y andesita, relativamente ricos en Fe y poco fraccionadas ($\text{Mg}\# = 64-60$). En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas, con abundancias similares de HREE (6-7 x manto primitivo). Presentan desde un ligero empobrecimiento en LREE a un ligero enriquecimiento ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,8-1,3$; promedio de 1,1), marcadas anomalías negativas en Nb y Ti, ligera anomalía negativa también en el Th (relación $(\text{Zr}/\text{Sm})_N = 1,1-1,3$) y HREE o planas o con una muy ligera pendiente negativa. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida similar a la de los N-MORB.

3.3.4.2. Toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti

El grupo de toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti incluye composiciones de basaltos y andesitas, con contenidos bajos en Ti (<1%). Se trata de toleitas relativamente fraccionadas ($\text{Mg}\#$ de 49 a 40), como también establece su contenido ya bajo en MgO (<5%). En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo muestran empobrecimiento en LREE de ligero a fuerte ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,3-1,0$; promedio de 0,78), una fuerte anomalía negativa en Nb y más ligera en Zr, Ti y Th (relación $(\text{Zr}/\text{Sm})_N = 0,5-1,0$) y una menor abundancia absoluta de HREE (2,5-5,4 x manto primitivo) que se disponen planas. El fuerte empobrecimiento en LREE, bajos contenidos en TiO_2 (media=0,72%) y HREE para moderados $\text{Mg}\#$, sugiere una fuente mantélica más empobrecida que la de las IAT normales y un grado de fusión parcial más alto.

3.3.4.3. Boninitas

La presencia de rocas boninitas (FC9106, Hoja de Monción) refuerza la idea de que las rocas de la Fm. Amina representen los estados más primitivos de formación de un arco isla intraoceánico. Este grupo incluye tipos composicionales con $\text{SiO}_2 > 53\%$, $\text{MgO} > 7-8\%$ y $\text{TiO}_2 < 0,5$, que caen dentro de la definición estricta de boninitas de Crawford et al.(1989). Las boninitas presentan de forma característica los contenidos más bajos en HREE (0,8-1,2 x

manto primitivo), al compararlas con las IAT menos fraccionadas de los grupos anteriores. Presentan un ligero enriquecimiento en LREE ($(La/Yb)_N = 0,66$), HREE planas y anomalías positivas en Th y Zr-Hf ($(Zr/Sm)_N = 1,4$), definiendo un patrón típico de las boninitas actuales. Composicionalmente son rocas similares a las boninitas pobres en Ca de Crawford (1989), presentando una baja relación CaO/Al_2O_3 frente a las IAT pobres en Ti a similares grados de fraccionación. Boninitas de composición muy similar han sido también identificadas en la Fm. Maimón. La baja relación CaO/Al_2O_3 y muy bajos contenidos en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas. La muestra MJ9014, que presenta una distribución plana de REE, un ligero empobrecimiento en LREE y una ligera anomalía en Zr, debe estar también relacionada con las rocas boniniticas

3.3.4.4. Rocas félsicas (metariolitas):

Las rocas félsicas se clasifican como metariolitas, pudiéndose distinguir de las rocas calco-alcalinas por menores valores de la relación $CaO/CaO+Na_2O$ ($<0,1$) y Mg# (28-29). Las rocas félsicas son pobres en K_2O ($<1,0\%$), Zr (74-88 ppm) y P_2O_5 ($<0,05\%$) en comparación con las rocas ácidas calco-alcalinas típicas. En un diagrama extendido de REE presentan un ligero empobrecimiento en LREE, a diferencia del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas (Fig. 18). Presentan contenidos en HREE de entre 4 y 16 x manto primitivo, fuertes anomalías negativas de Nb y Ti, y una ligera anomalía positiva en Th, en todo análogos a los de las metavulcanitas ácidas de la Fm. Maimón. En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) las metariolitas caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG; Fig. 14) como las rocas de la Fm. Maimón, consistente con la anomalía negativa en Nb característica de rocas de arco. Este grupo de rocas ácidas pobres en K_2O y ricas en SiO_2 son generalmente interpretadas como producto de la fusión parcial de rocas máficas, en oposición a fraccionación (Defant & Drummond, 1990; Jenner y Swinden, 1993), que heredarían su signatura subductiva.

3.3.4.5. Basaltos de afinidad calcoalcalina

Los basaltos de afinidad calcoalcalina ha sido muestreado en el Cerro Pozo Negro de la Hoja de Martín García, donde la poca deformación ha preservado fenocristales ígneos de clinopiroxeno y hornblenda. El grupo está representado por rocas de composición basáltica, moderadamente fraccionadas (Mg#=50). Se diferencian de las toleitas de arco por contenidos más altos en K_2O (1,8%), de la relación $CaO/CaO+Na_2O$ ($>0,5$) y de MgO, para un similar Mg#. Caen dentro del campo calco-alcalino en el diagrama Yb *versus* Th (Barrett

& MacLean, 1999) y presentan contenidos relativamente bajos en HFSE y REE (Fig. 17). En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo se caracterizan por un perfil de pendiente negativa, un marcado enriquecimiento en Th y LREE, y anomalías negativas en Nb y Ti (Fig. 18). Estas características son típicas de rocas calco-alcalinas relacionadas con subducción. Presentan contenidos bajos en TiO_2 (<1,0%) y valores altos de $(\text{La/Yb})_N=5,3$, para $(\text{Zr/Sm})_N=0,75$ y HREE (8 x manto primitivo) definiendo una ligera pendiente negativa. Estas características sugieren la fusión de una fuente mantélica relativamente menos empobrecida que en los grupos anteriores, próxima a la de un N-MORB, donde los altos valores Nb/Yb y Zr/Yb sugieren una mayor componente subductiva.

En síntesis, los 5 tipos geoquímicos de rocas básico-intermedias y ácidas reconocidos en la Fm. Amina, se relacionan con el magmatismo boninitico y toleítico de los primeros estadios evolutivos de un arco isla intraoceánico. El cambio observado en la afinidad toleítica a calco-alcalina (rica en K_2O) del magmatismo es también bastante común durante la evolución de los sistemas de arco. La gran similitud geoquímica entre las diversas series ígneas reconocidas en la Fm. Amina, la Fm. Maimón y la Fm. Los Ranchos, implica que las rocas de las dos primeras son los equivalentes deformados y metamorfizados de la tercera.

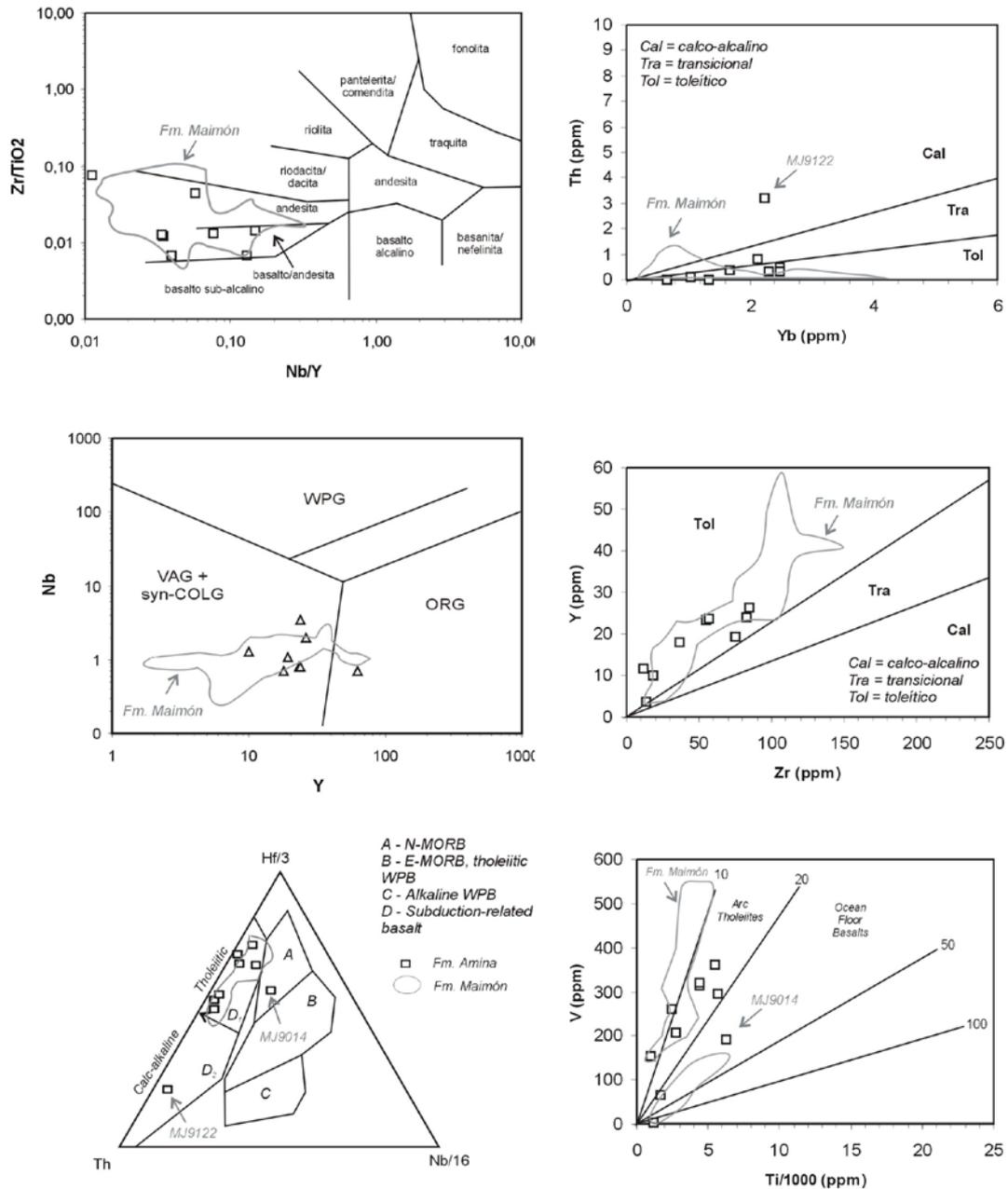


Fig. 14 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Amina y rango composicional de la Fm. Maimón en los diagramas Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), Yb-Th y Zr-Y (Barrett & MacLean, 1999), Ti/1000-V de Shervais (1982), Y-Nb de discriminación de granitoides (Pearce *et al.*, 1984), y el diagrama triangular Hf/3-Th-Nb/16 de Wood (1980).

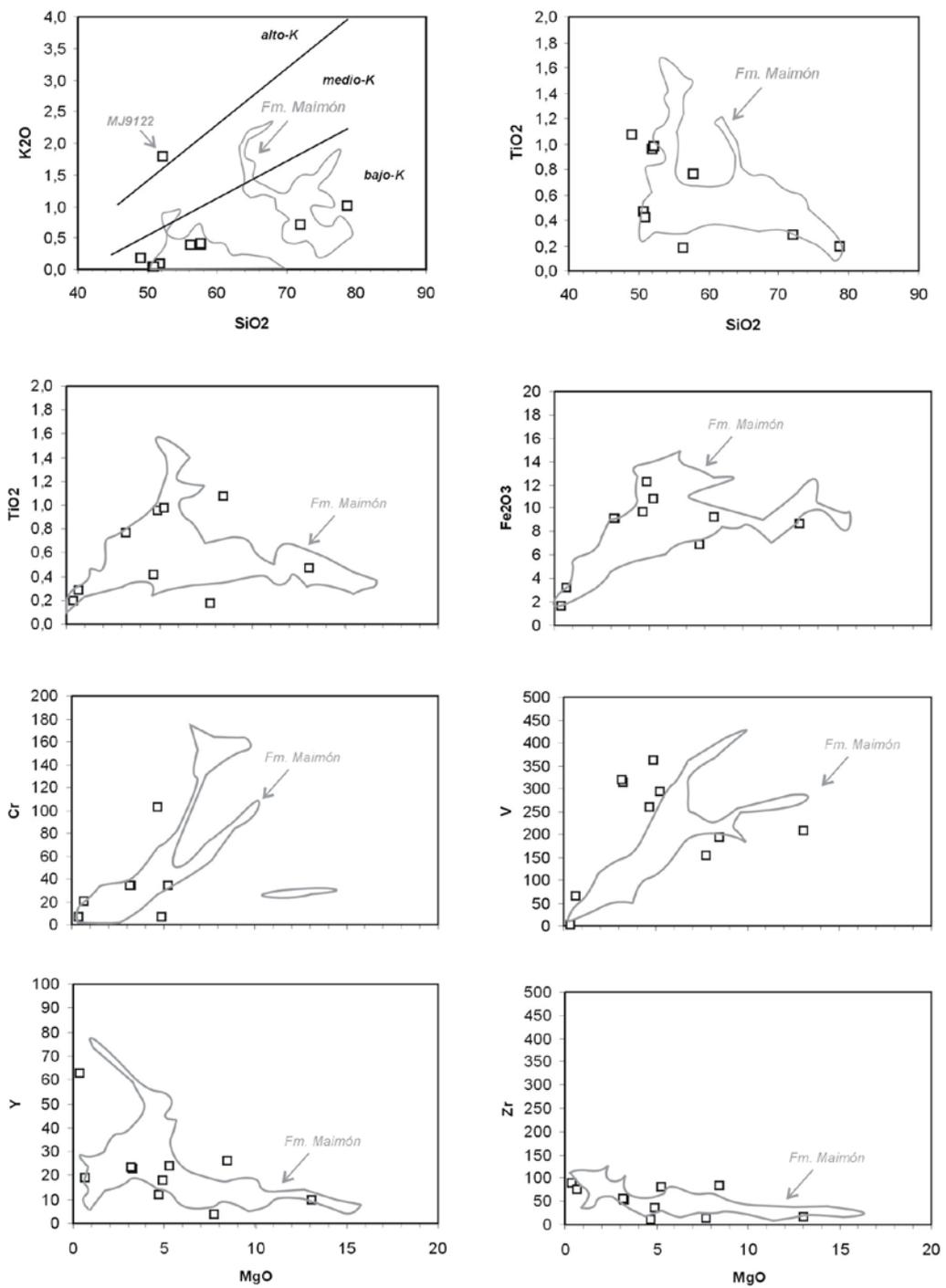


Fig. 15 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Amina y rango composicional de la Fm. Maimón en diagramas binarios frente al SiO₂ y MgO.

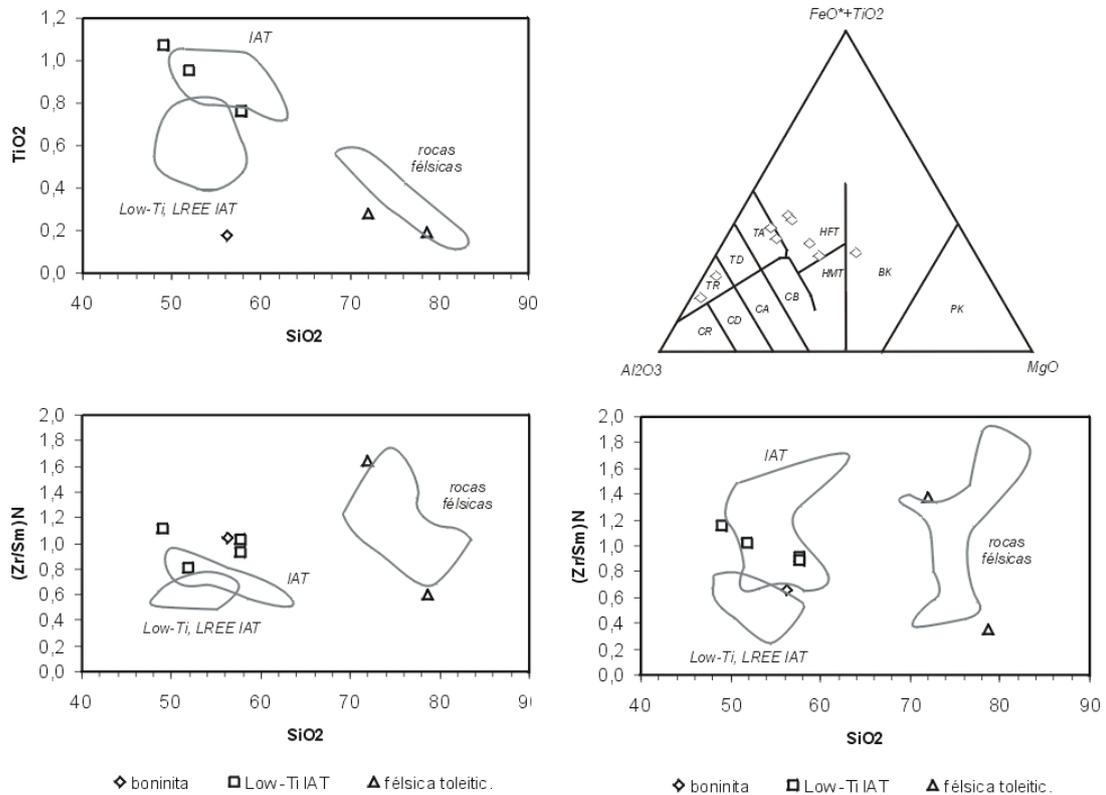


Fig. 16 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Amina y rango composicional de la Fm. Maimón en los diagramas binarios SiO₂ versus TiO₂, (Zr/Sm)_N y (La/Yb)_N. Arriba derecha, diagrama catiónico FeO*+TiO₂-Al₂O₃-MgO de Jensen (1976).

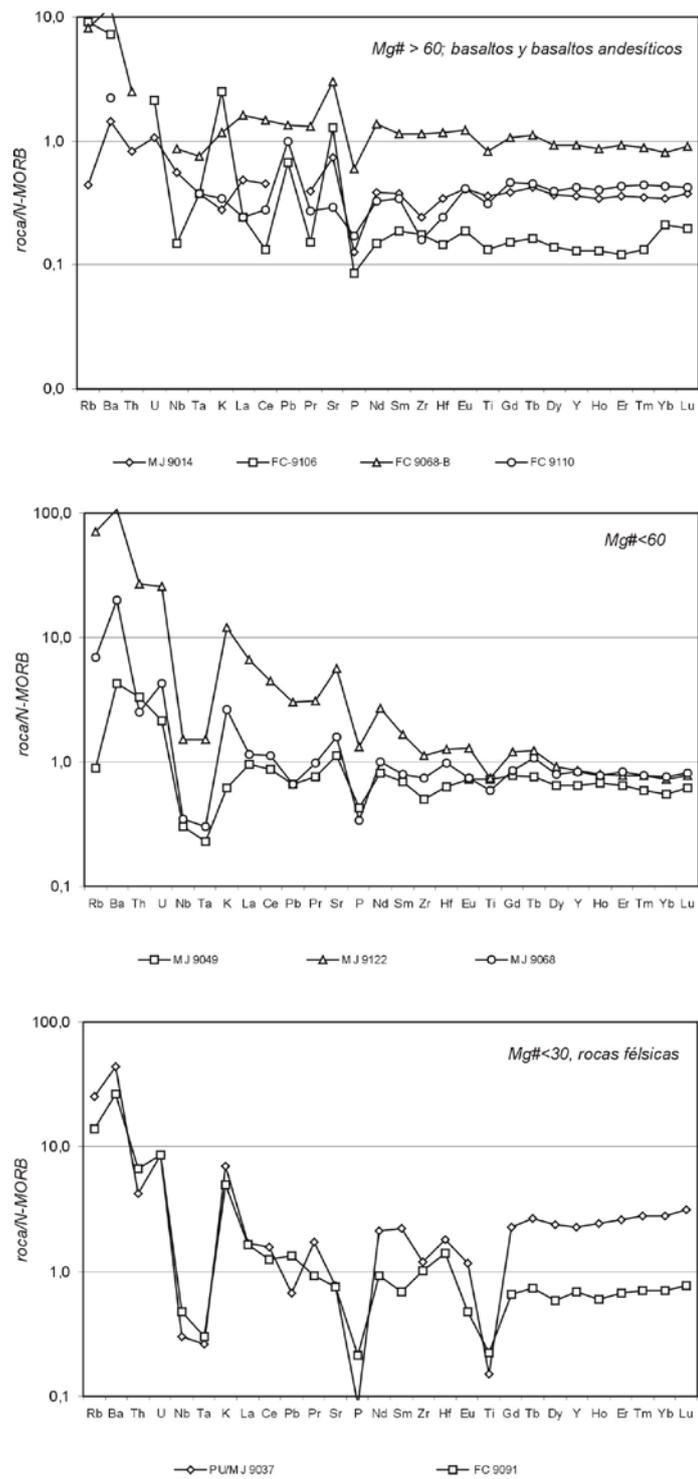


Fig. 17 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Amina en diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB agrupados en función de rangos de Mg#.

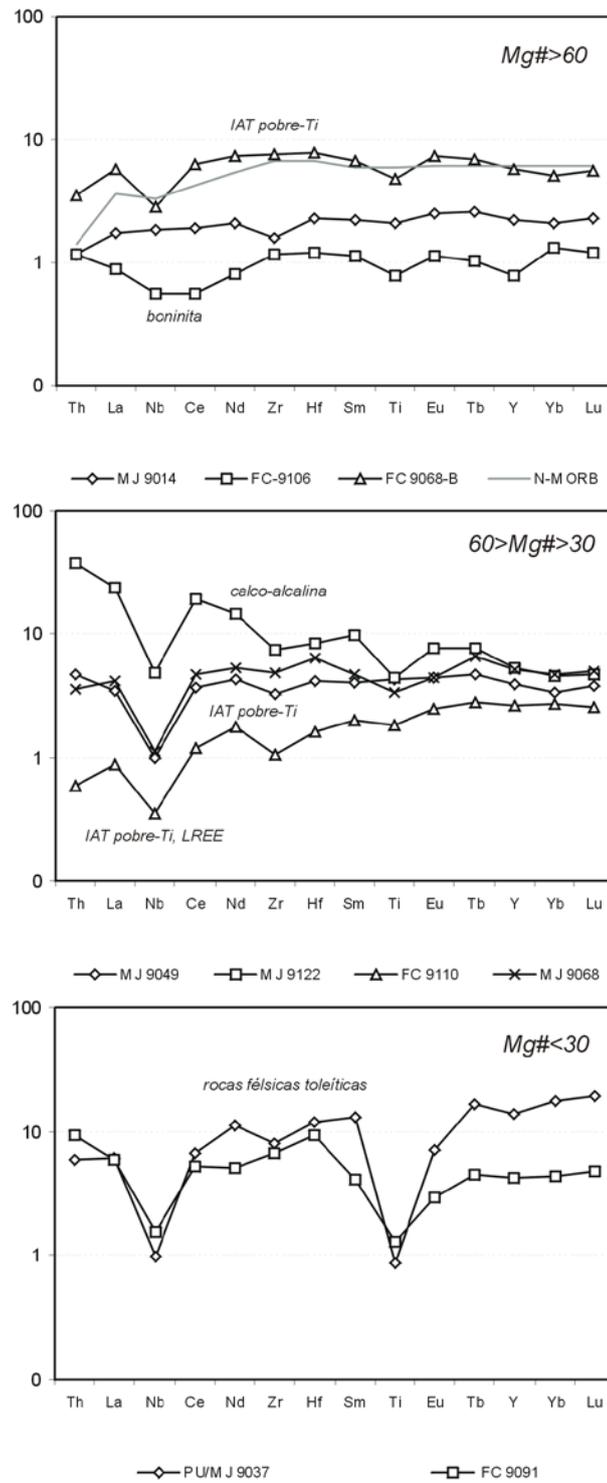


Fig. 18 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Amina en los diagramas de REE extendidos agrupados en función del Mg#.

3.3.5. Formation Tireo (ex. Complejo Dajabón)

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el presente Proyecto han permitido integrar el Complejo Dajabón de Draper y Lewis (1991) en la Fm. Tireo, ya que se trata de un conjunto de rocas metamórficas litológica y geoquímicamente equivalentes. A continuación se trata de las rocas del C. Dajabón (proveniendo principalmente de la Hoja de Dajabón) e incluidas, durante este Proyecto, en la Fm. Tireo. Un estudio más exhaustivo esta consultable en el informe de Escuder Viruete (2004). Al igual que en la Fm. Tireo, en el C. Dajabón se han reconocido rocas diversas en base a los contenidos en elementos mayores y trazas. Esta variabilidad puede ser agrupada en 2 series ígneas: metabasitas y anfibolitas relacionadas con un magmatismo toleítico de arco isla primitivo (IAT y rocas boniníticas; FC 9066, FC 9056 y FC 9063); y metandesitas y metariolitas relacionadas con un magmatismo calcoalcalino de arco más evolucionado (MJ 9141, PU 9024, PU 9252 y FC 9057).

3.3.5.1. Toleitas de arco isla (IAT) pobres en Ti y rocas boniníticas

Las metabasitas y anfibolitas incluyen composiciones de basaltos picríticos, basaltos y basaltos andesíticos ricos en Mg (>15%), pobres en TiO_2 (<0,5%), Al_2O_3 (<7%) y álcalis (Na_2O+K_2O <0,5%), muy poco fraccionados ($Mg\#=77-70$), por lo que debe tratarse de magmas primarios (1922 y 2300 ppm de Cr). En un diagrama SiO_2-K_2O (Gill, 1981) estas anfibolitas caen en el campo de bajo K, siguiendo una tendencia toleítica pobre en K (Fig. 20). Sin embargo, los contenidos en álcalis y otros elementos pueden haber sido movilizados durante la deformación y metamorfismo. En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/ TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) gradúan entre basaltos y basaltos/andesitas subalcalinos. Presentan una afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett & MacLean, 1999), diferenciándose de las rocas calco-alcalinas. En el diagrama Ti/1000 *versus* V se alinean en el campo de las toleitas de arco isla (IAT). En el diagrama triangular Y/15-La/10-Nb/8 los basaltos caen en el campo de los basaltos toleíticos, aunque en el lado de los N-MORB, señalando el carácter primitivo de los magmas. En un diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb caen en el campo de las rocas relacionadas con subducción, con relaciones Th/Yb bajas propias de rocas toleíticas.

En los diagramas binarios de la Fig. 19, las IAT y rocas calco-alcalinas definen conjuntamente con el descenso del MgO un aumento en el TiO_2 , Fe_2O_3 y V en las rocas menos fraccionadas (MgO >8-10%) y un descenso en TiO_2 , Fe_2O_3 , V, CaO y de la relación CaO/Al_2O_3 en las rocas más fraccionadas, típicos de las series calco-alcalinas relacionadas con subducción. Estas pautas en la concentración de elementos mayores son compatibles

con la cristalización fraccionada de la plagioclasa y de máficos como olivino y piroxeno. Por el contrario, los elementos incompatibles como Y y Zr aumentan con la diferenciación. En estos diagramas son patentes las similitudes composicionales con la Fm. Tireo. En los diagramas multielementales de la Fig. 21, presentan respecto a N-MORB contenidos similares o más altos en LIL (Sr, Rb y Ba) y un empobrecimiento en HFSE y REE. Las REE se alinean paralelas a relaciones roca/N-MORB de 0,4-0,6 y presentan ligeras anomalías negativas en Nb-Ta y, en ocasiones, en Th. En un diagrama extendido de REE (Fig. 22) las IAT presentan HREE planas o con una muy ligera pendiente negativa y abundancias de 0,7-4 x manto primitivo, por lo que se trataría de IAT pobres en Ti y en LREE. Presentan un ligero empobrecimiento o enriquecimiento en LREE $[(La/Yb)_N=0,8-3,7]$ y ausencia de anomalías significativas, aunque en algún caso Zr-Hf definen una ligera anomalía negativa, pero a concentraciones muy próximas al límite de detección. Todas estas características sugieren una fuente mantélica somera y empobrecida para los magmas.

En las toleitas existen rocas con $SiO_2 > 53\%$, $MgO > 7-8\%$ y $TiO_2 < 0,5$ (FC9066, FC9056), que caen dentro de la definición de boninitas de Crawford (1989). Estas rocas, además, suelen presentar contenidos muy bajos en HREE (0,8-2,3 x manto primitivo). Se caracterizan por un ligero enriquecimiento en LREE $[(La/Yb)_N=0,8-3,7]$, HREE planas o ligeramente empobrecidas y, en ocasiones, anomalías positivas de Th (relativa a La), Nb, Zr (y Hf). Las bajas relaciones CaO/Al_2O_3 (0,6 a 2,4) y muy bajas abundancias de HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

3.3.5.2. Rocas calcoalcalinas

Las rocas calcoalcalinas son metaandesitas y metariolitas, de relativamente poco a bastante fraccionadas ($Mg\#$ de 62 a 35) y pobres en K_2O (<2% incluso en riolitas).

y en Na_2O (entre 3,0 y 3,5%). Presentan contenidos altos en Sr (130-600 ppm) y Al_2O_3 (12,0-16,0%), por lo que las andesitas son ricas en alúmina, y bajas en TiO_2 (<0,6%) y MgO (<3,3%). En un diagrama SiO_2-K_2O (Gill, 1981) estas rocas intermedio-ácidas caen en el campo pobre en K, aunque los álcalis y otros elementos pueden haber sido movilizados. En el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO_2 de Winchester y Floyd (1977) caen en los campos de andesitas, dacitas y riodacitas subalcalinas, como la Fm. Tireo. Muestran una afinidad calcoalcalina en los diagramas Yb versus Th y Zr versus Y (Barrett & MacLean, 1999).

En un diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB (Fig. 21), las andesitas y riolitas calcoalcalinas presentan un fuerte enriquecimiento en elementos LILE (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr), K, U y Th, junto a un empobrecimiento en HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti, Y, Yb) y REE, en

especial, HREE (entre 0,6-0,9 x N-MORB), característicos de magmas generados en zonas de subducción (Pearce & Norry, 1979; Wood, 1980; Briqueu *et al.*, 1984; Tatsumi *et al.*, 1986). Estas características geoquímicas y el perfil con una fuerte pendiente negativa se conservan y acentúan incluso en los términos riolíticos de la Formación (HREE=0,2-0,4 x N-MORB). En los diagramas Y/15-La/10-Nb/8 y Ta/Yb *versus* Th/Yb estas rocas caen en los campos calco-alcalino y shoshonítico. En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 22), las rocas calco-alcalinas presentan un patrón de pendiente negativa [(La/Yb)_N=5-10 para Mg#35-60], un enriquecimiento en Th y LREE, y anomalías negativas en Nb y Ti, especialmente en las rocas más fraccionadas, típicos de rocas relacionadas con subducción. Los valores promedio de la relación (Zr/Sm)_N=1,3 y HREE con una muy ligera pendiente negativa, sugieren una fuente mantélica empobrecida para los basaltos, similar a la de los N-MORB.

Aunque se dispone de un número limitado de muestras, los contenidos en elementos mayores, trazas y REE del Complejo Dajabón son muy similares a los de rocas de la Fm. Tireo. Por lo tanto, el Complejo Dajabón es el equivalente deformado y metamorfozado de la Fm. Tireo en el sector geográfico situado al N del Batolito de Loma de Cabrera y al S de la Zona de Cizalla de La Española. Como en la Fm. Tireo, la evolución desde toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti (boniníticas) y toleitas de arco isla "normales", a rocas andesíticas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina debe registrar la progresiva madurez del arco con el tiempo.

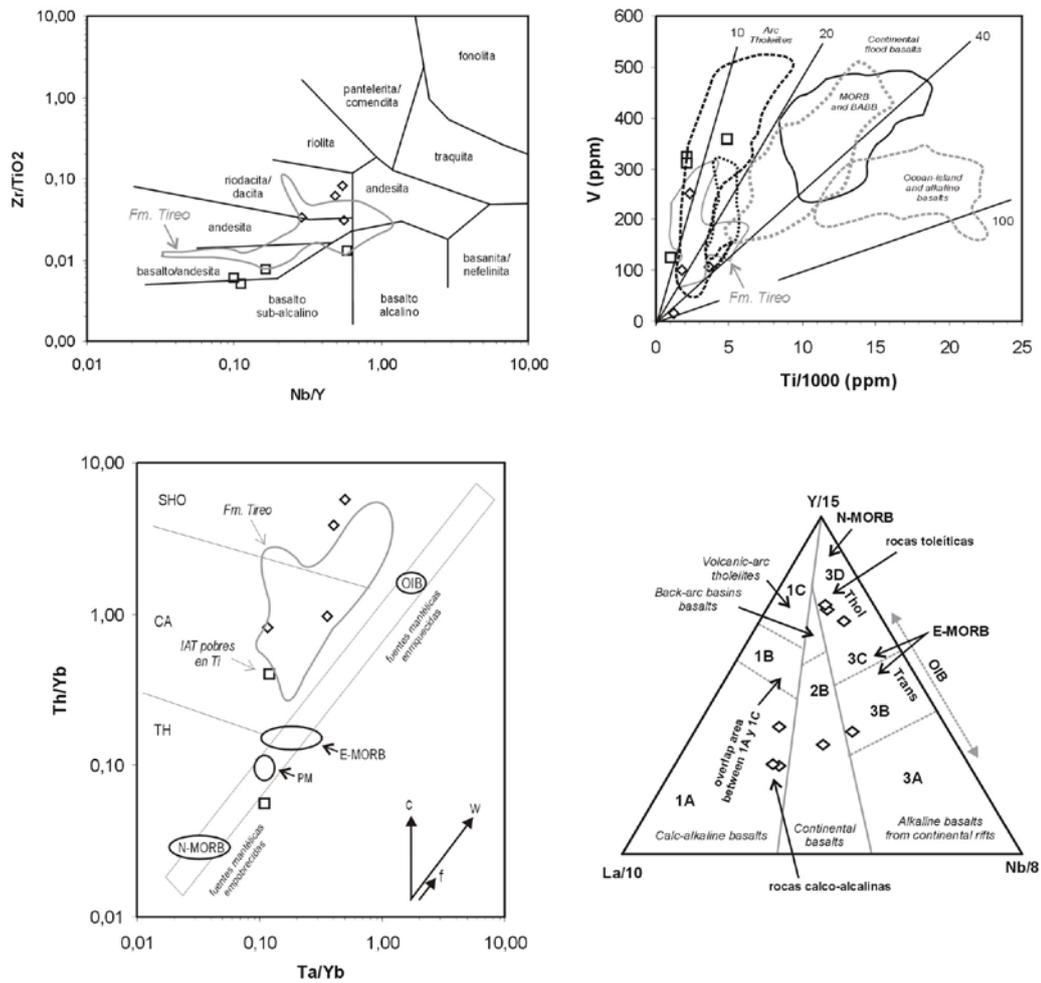


Fig. 19 - Proyección de las rocas estudiadas del C. Dajabón en los diagramas Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), Ti/1000-V de Shervais (1982), Ta/Yb-Th/Yb (Pearce et al., 1984) e Y/15-La/10-Nb/8.

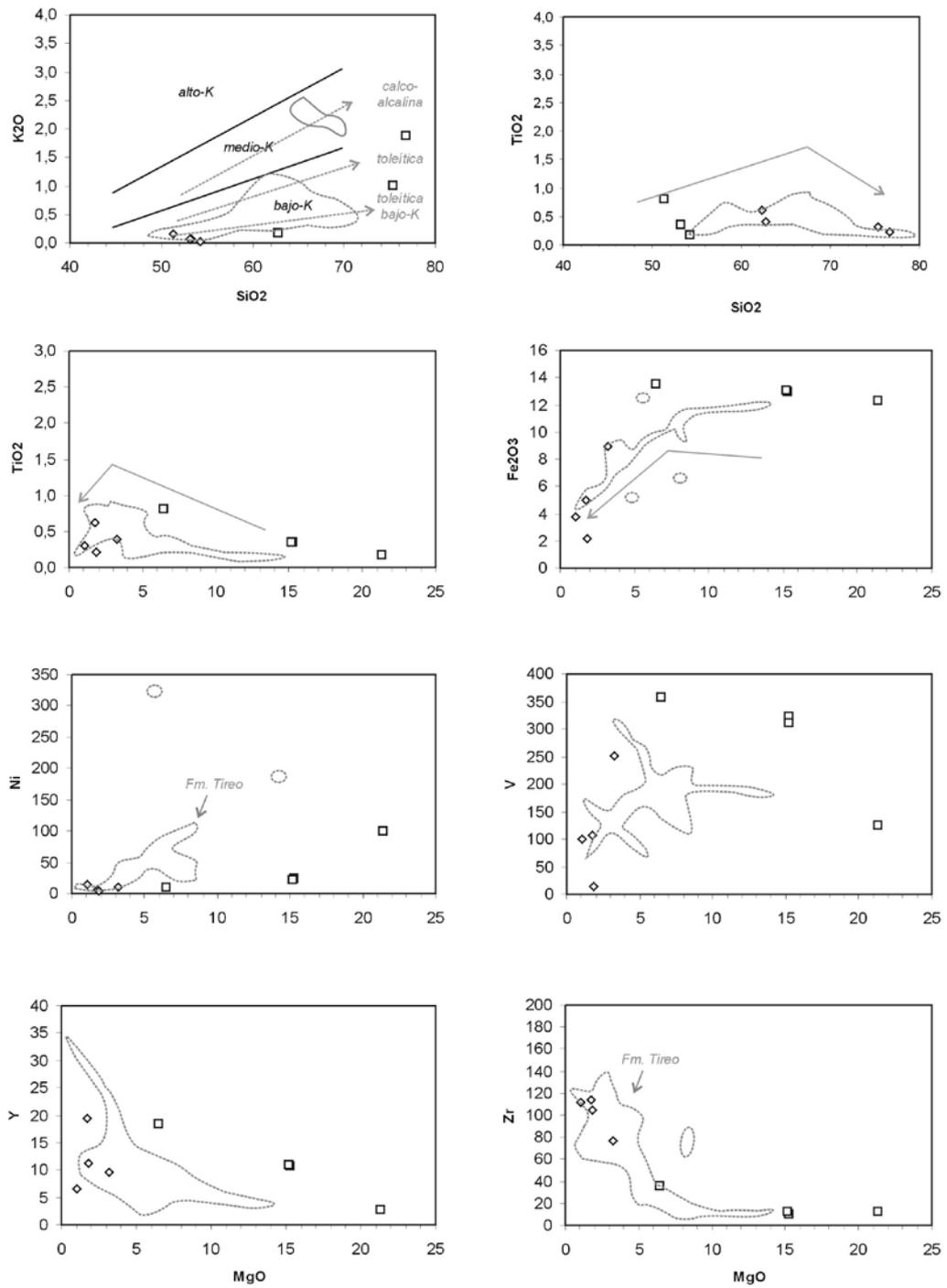


Fig. 20 - Proyección de las muestras del C. Dajabón en el diagrama SiO₂-K₂O de Gill (1981) y en los diagramas binarios frente a la SiO₂ y MgO (IAT: cuadrados; CC: rombos), junto al rango composicional de la Fm. Tiroo.

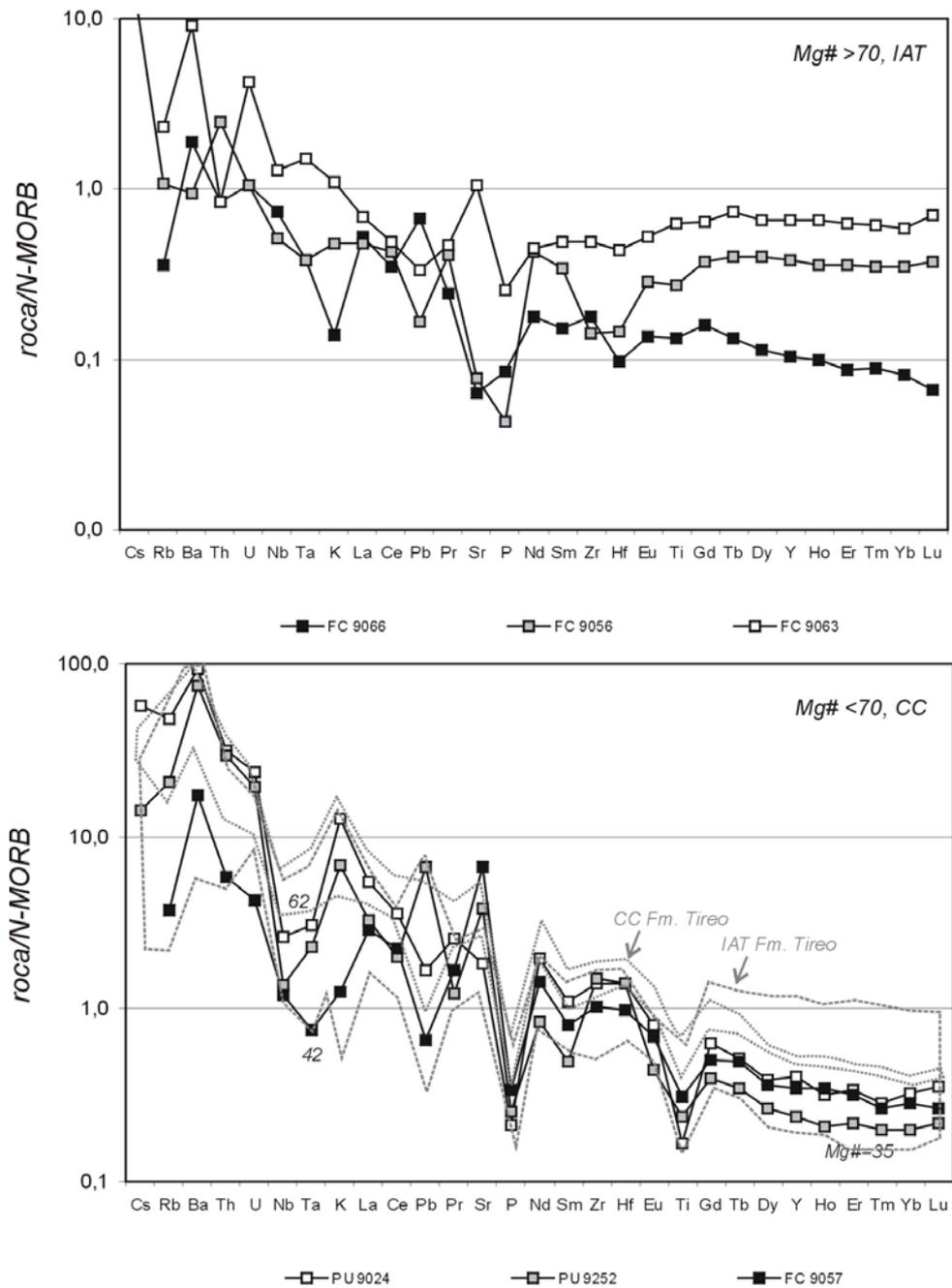


Fig. 21 - Proyección de las toleitas de arco isla y las rocas calco-alcalinás del C. Dajabón en diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB.

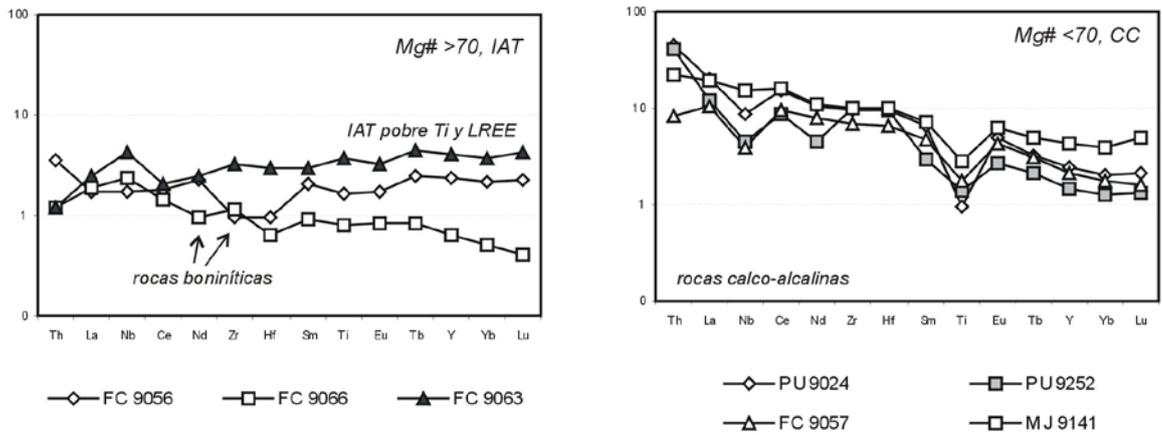


Fig. 22 - Proyección de de las toleitas de arco isla y las rocas calco-alcalinas del C. Dajabón en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial, agrupadas en función del Mg#.

3.3.6. Batolito Loma de Cabrera

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.* (1977c, 1991c), 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.* (1977b) 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es consistente con la ausencia de corteza continental o fuente anatética cortical en la región, y sugiere una fuente mantélica para los magmas (Lewis, 1982).

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

En los diferentes términos composicionales del BLC, el SiO_2 gradúa entre un 44% en las piroxenitas y un 76% en las venas leucotonalíticas o trondhjemíticas (Fig. 23 y Fig. 24). El contenido en SiO_2 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 TiO_2 son también bajos, siendo el promedio 0,16% en las rocas ultrabásicas, 0,56% en los gabros y gabronoritas, 0,93% en las dioritas y cuarzodioritas, 0,45% en las tonalitas, 0,52% en los diques máficos, y 0,65% en los intusivos en la Fm. Tireo. La mayoría de las rocas son pobres en K_2O , 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. 23). En este diagrama se observa como los granitoides no caen en el campo calco-alkalino, sino en el de las rocas toleíticas, existiendo un salto composicional entre estas rocas y los gabros, noritas y piroxenitas. En el diagrama K_2O-SiO_2 (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. 23), el batolito se clasifica como subalkalino al igual que las rocas contemporáneas de la Fm. Tireo encajante. Las rocas del BLC parecen seguir una tendencia de diferenciación calco-alkalina, registrada en el descenso de Fe_2O_{3tot} y aumento de la relación FeO^*_{tot}/MgO con el aumento en SiO_2 . Sin embargo, en un diagrama K_2O-Na_2O-CaO (Fig. 23) las rocas no siguen la tendencia típica calco-alkalina, sino que caen mejor en el campo tonalítico-trondhjemítico-dacítico, alineadas siguiendo la curva de fusión de los metabasaltos. En los diagramas de variación de la Fig. 24, las diferentes litologías del BLC (exceptuando los cumulos piroxénicos y rocas gabróicas) definen tendencias evolutivas en las que el Al_2O_3 , TiO_2 , FeO^*_{tot} , MgO y CaO descienden con el aumento en SiO_2 ; el K_2O aumenta con el SiO_2 ; y el Na_2O es constante o aumenta ligeramente con el SiO_2 . 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. 24), 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 TiO_2 con el MgO y el SiO_2 en las rocas más fraccionadas es típico de la serie calco-alkalina. Notar también en los diagramas como los términos más básicos de la Fm. Tireo siguen las mismas pautas evolutivas y comienzan también a $SiO_2 \sim 50\%$.

Los diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial de las rocas del BLC de las Fig. 25 y Fig. 26, 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 cumulos de olivino y piroxenos que no retienen a estos elementos. Las principales características de rocas dioríticas y tonalíticas son el enriquecimiento de los elementos LILE (especialmente Ba y Sr) respecto a las REE y elementos HFSE (Zr, Ti, Nb, La e Y), que suelen definir anomalías negativas más o menos marcadas, las cuales son características de magmas generados en un arco. Las anomalías positivas en Ba-Pb y negativas en Nb-Ta que presentan los granitoides del BLC son típicas de las series magmáticas del arco-isla caribeño (Donnelly *et al.*, 1990).

En los diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Fig. 27 y Fig. 28), 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. 29 y Fig. 30). 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. 29). Algunas de estas rocas poseen bajos contenidos en TiO_2 (<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. 29). Se distinguen dos grupos: Mg#>70 y <70. Las rocas menos fraccionadas (Mg#>70) definen un continuo 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. 29). 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 una 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.

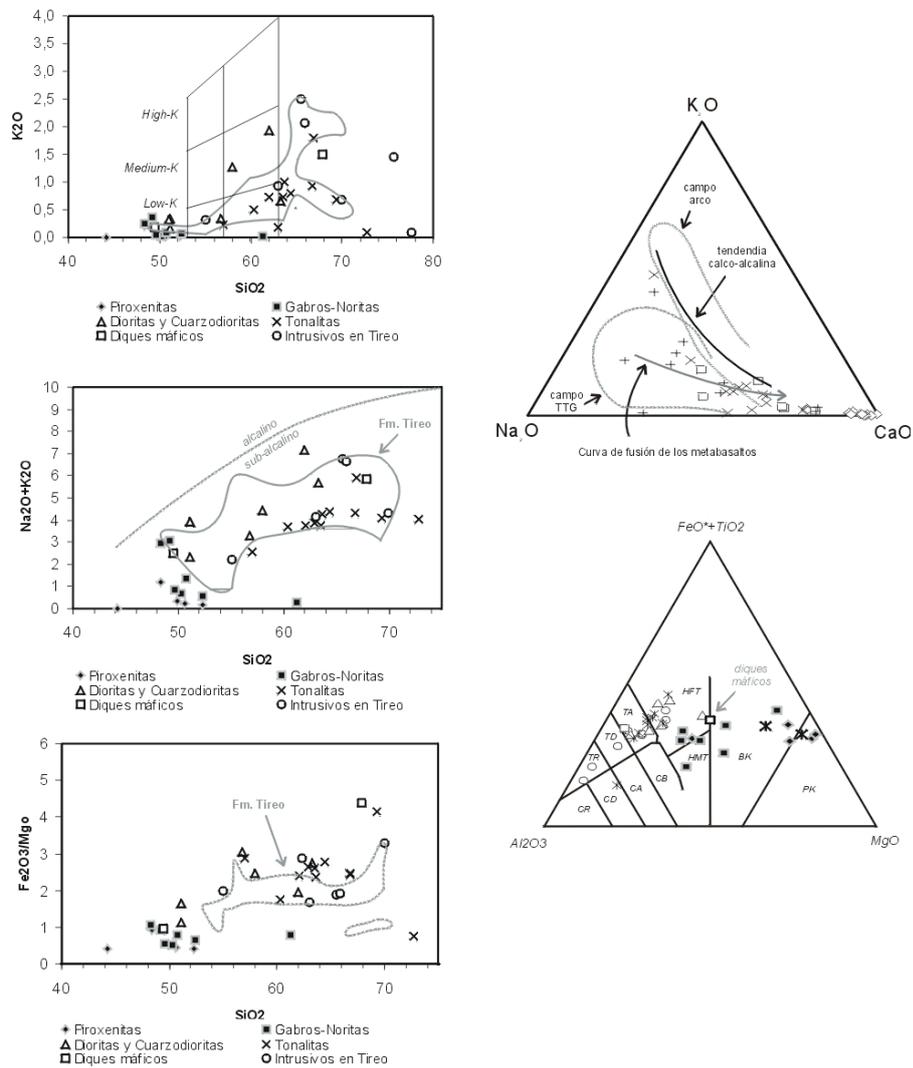
Los términos dioríticos y tonalíticos del BLC frecuentemente presentan una ligera anomalía positiva en Eu, sugiriendo una acumulación de la plagioclasa consistente con los datos petrográficos (Fig. 30). Las rocas dioríticas presentan un ligero enriquecimiento en LREE $[(La/Yb)_N=2,1-5,2]$, anomalías 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.* (1983), 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. 31). 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 cumulos piroxénicos (y más escasos peridotíticos), gabro-noritas, gabros y dioritas con Mg-hornblenda. Durante y

después de la cristalización de las dioritas con hornblenda en un nivel alto de la cámara magmática, los fundidos más ricos en sílice y mientras se van diferenciando por cristalización fraccionada, son emplazados en condiciones subvolcánicas y extruidos en superficie, originando la variedad de rocas volcánicas de la Fm. Tireo. Durante la diferenciación, 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 cuarzo-dioríticas), su carácter híbrido con magmas máficos, el gran volumen que suponen respecto al complejo gabrónico-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_{H_2O} , genera fundidos de composición tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (por ejemplo; Wolf & 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 isothermas del manto por procesos tectónicos contemporáneos, proporcionaría una fuente de calor y explicaría la formación de estos fundidos tonalíticos que intruyen tanto al conjunto gabrónico-ultramáfico como a la Fm. Tireo. La variedad textural de rocas tonalíticas observada en el BLC resultaría de la cristalización fraccionada de predominantemente la plagioclasa y hornblenda, con alguna asimilación de las rocas encajantes e hibridación con los magmas basálticos del complejo de diques máficos.



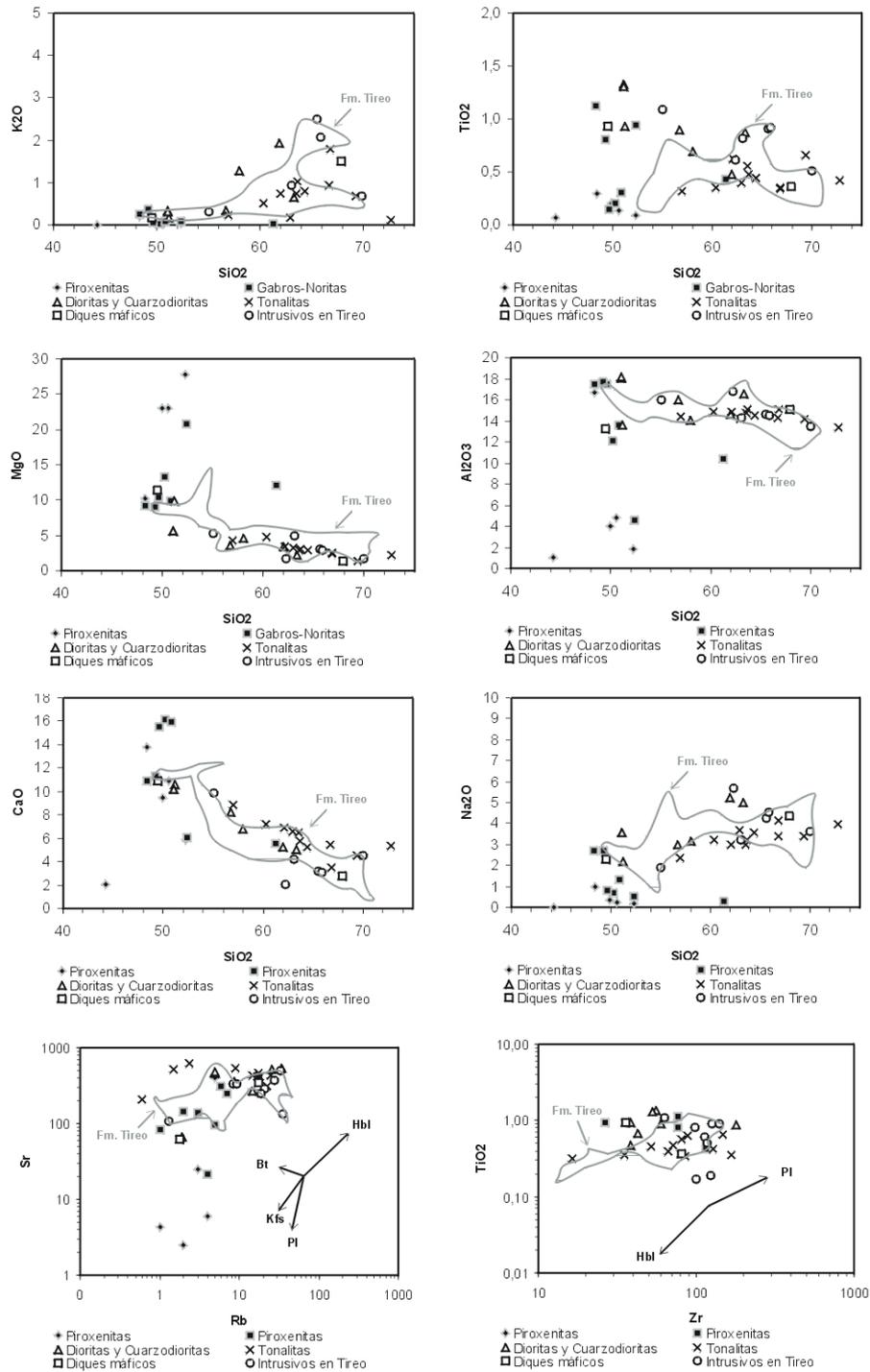


Fig. 24 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas binarios de variación frente al SiO₂ y al MgO.

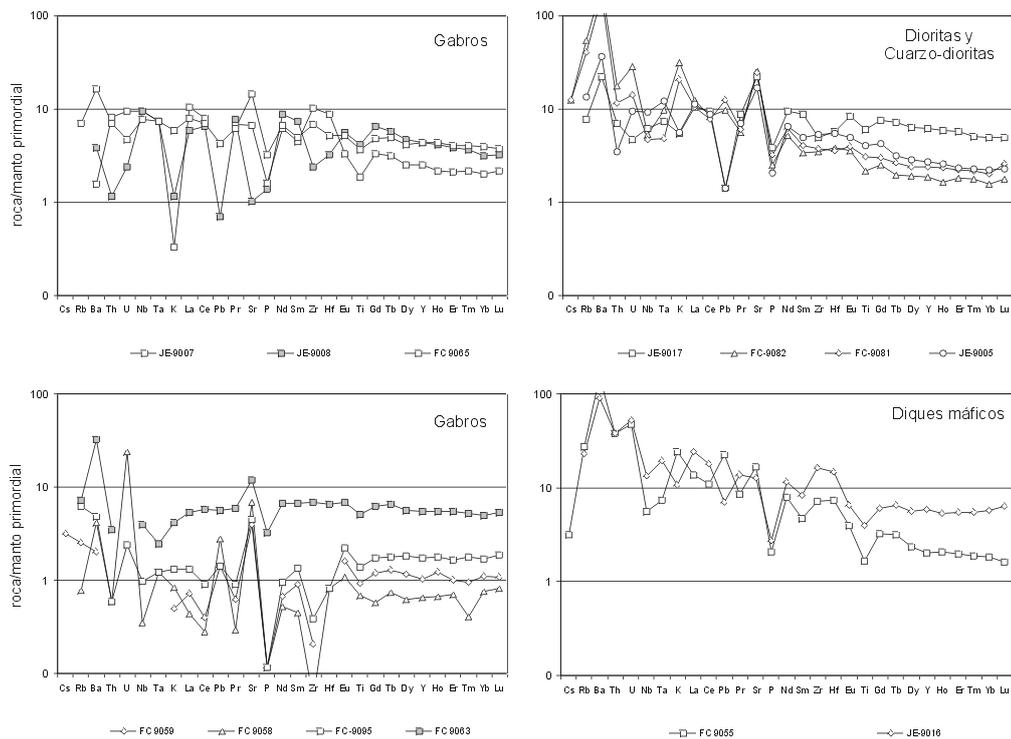


Fig. 25 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

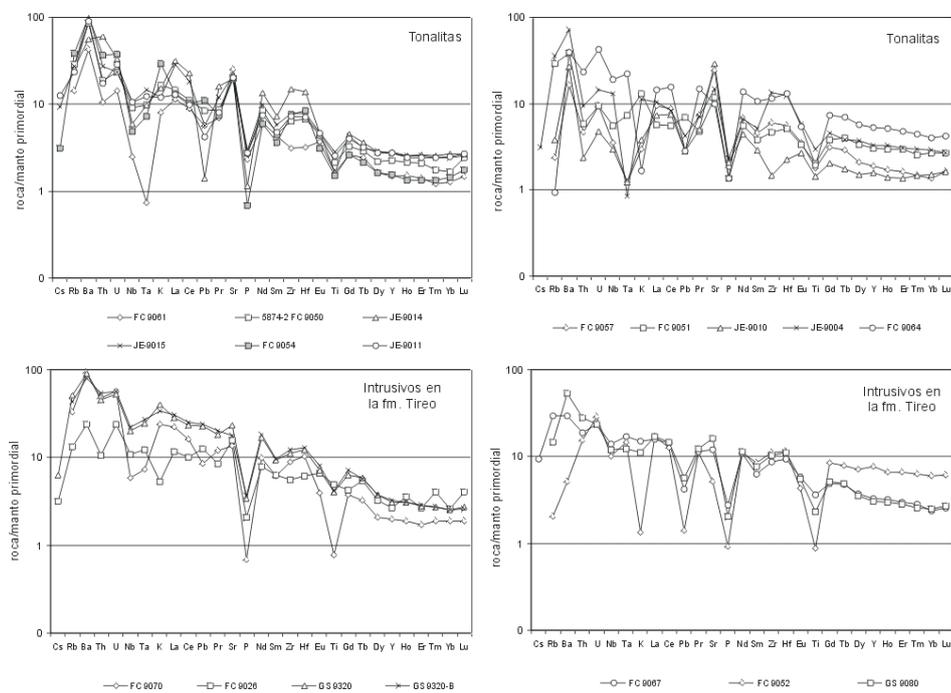


Fig. 26 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

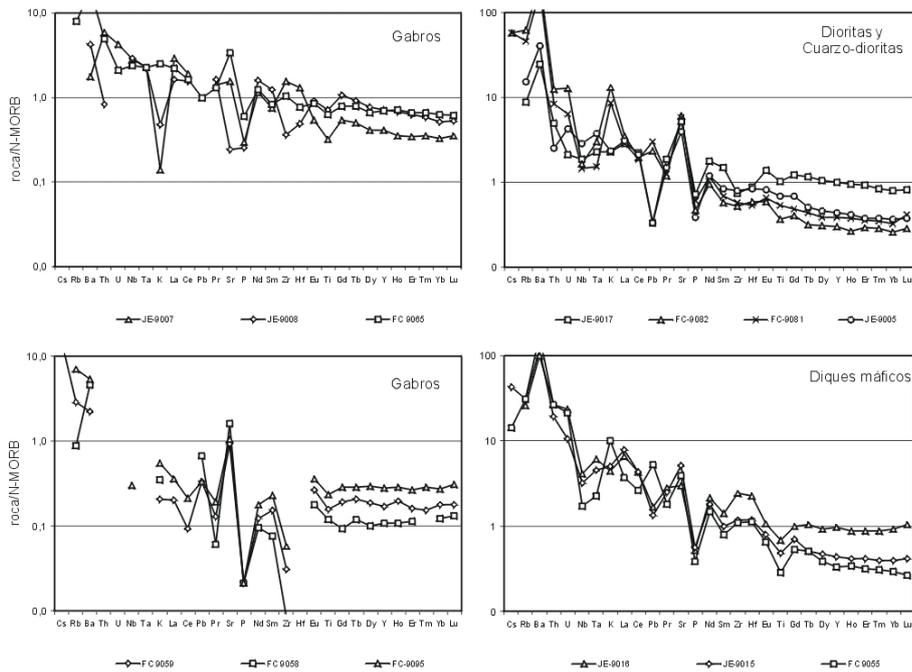


Fig. 27 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.

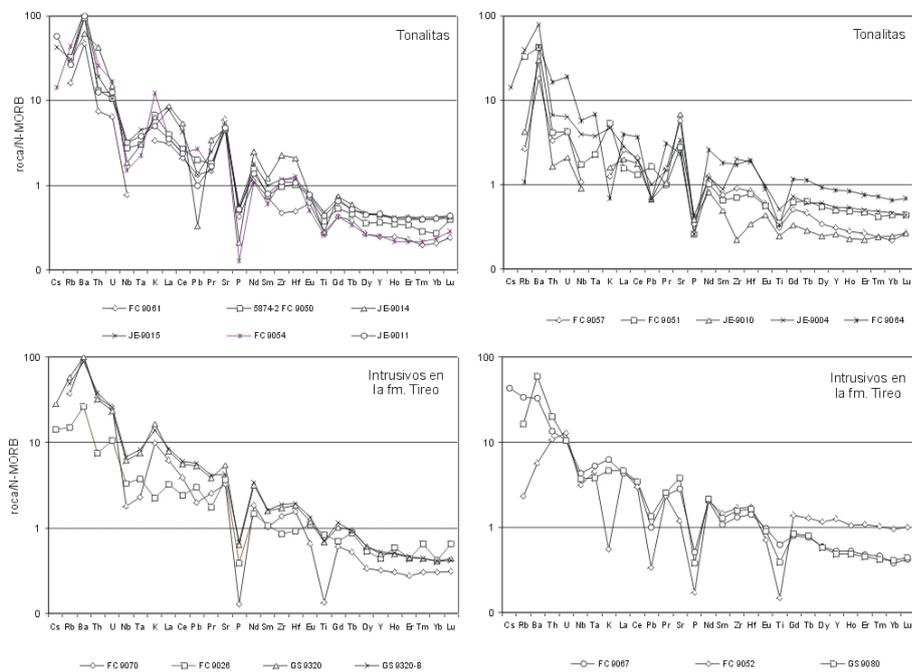


Fig. 28 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.

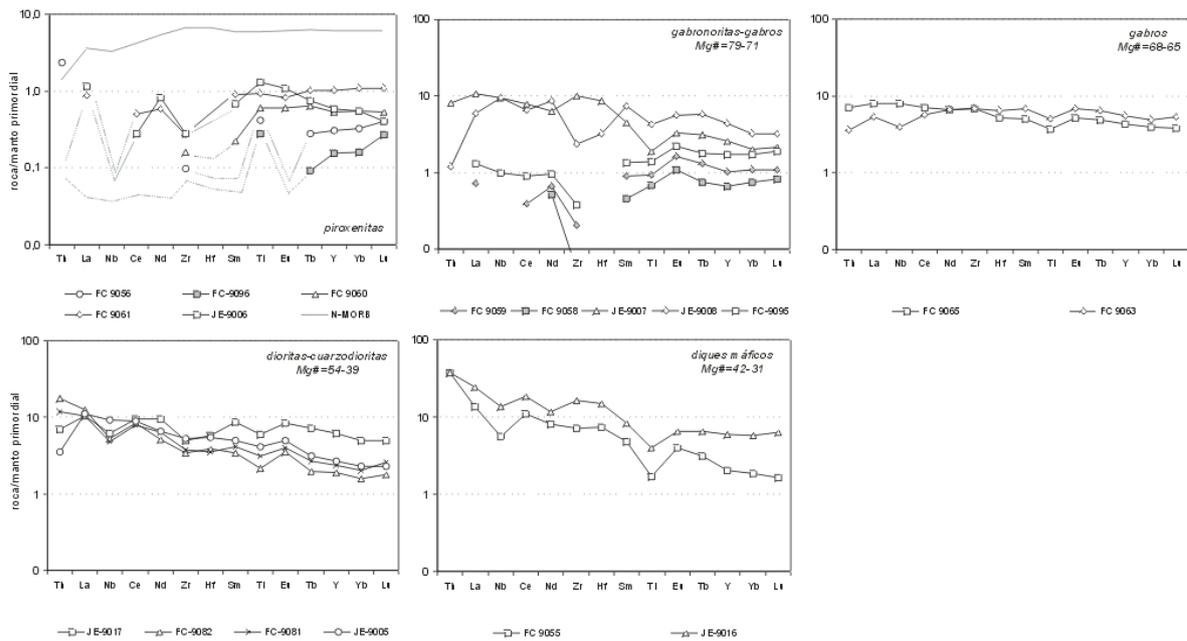


Fig. 29 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.

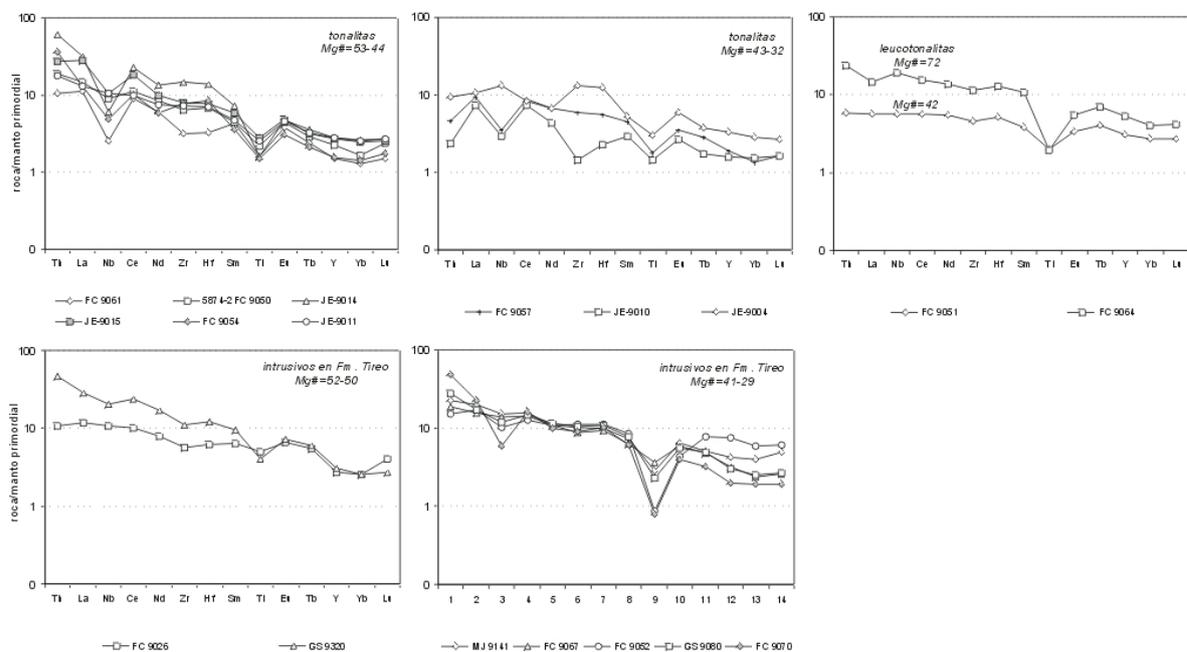


Fig. 30 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.

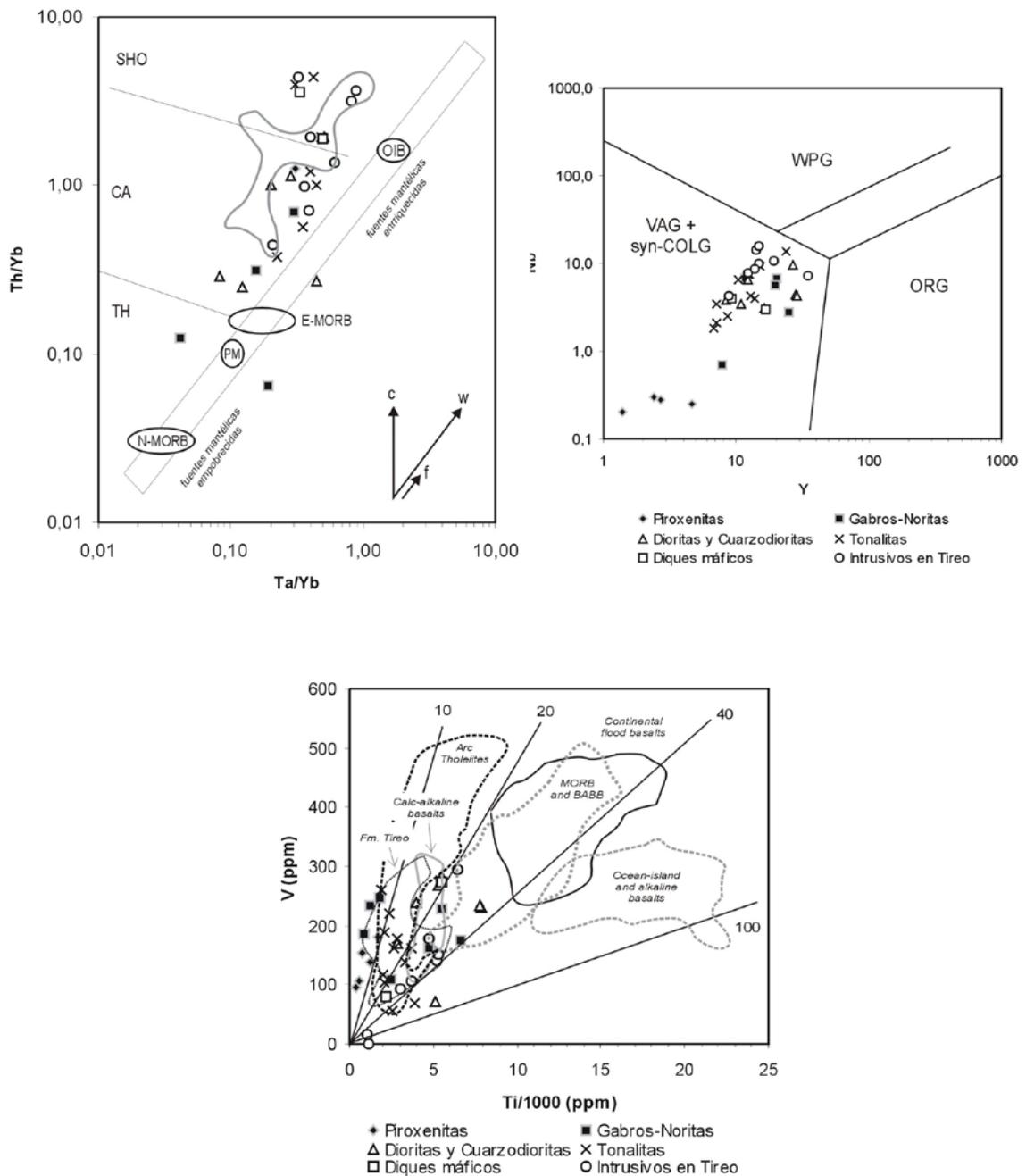


Fig. 31 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas Y-Nb de discriminación de granitoides (Pearce *et al.*, 1984), Ti/1000-V de Shervais (1982) y Ta/Yb-Th/Yb (Pearce *et al.*, 1983).

3.3.7. Fm. 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 espilitica, 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 y Monción. 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 Formación, 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 SiO_2 entre 46 y 50%, de nada a moderadamente fraccionadas ($\text{Mg}\#=75-43$), incluyendo probablemente composiciones de los magmas primarios ($\text{Mg}\#=75-70$ y $\text{Cr}=1200-1400$ ppm). Los basaltos de la Fm. Magua presentan contenidos altos en álcalis ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ entre 1,8 y 5,4%), TiO_2 (1,2-5,3%) y P_2O_5 (0,24-0,60), para contenidos bajos en CaO <10% (7-10%) y Al_2O_3 (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. 32). En el diagrama SiO_2 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/ TiO_2 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 (1999), las rocas de la Fm. Magua caen en el campo de las series transicionales (Fig. 32), 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 $\text{Nb}^*2\text{-Zr}/4\text{-Y}$ de Wood (1980), proyectándose en ambos en los campos de los basaltos intraplaca toleíticos y alcalinos (Fig. 35). Dada la gran similitud composicional,

en las figuras 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. 33), los basaltos de la Fm. Magua presentan con la diferenciación o descenso de MgO y Cr, un aumento en TiO₂, Fe₂O₃, CaO y Al₂O₃, 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 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. 32), 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 (An₃₀₋₅₀).

En un diagrama multielemental normalizado frente a al manto primordial (Fig. 34), 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 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. 35), 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 *riffts* 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.

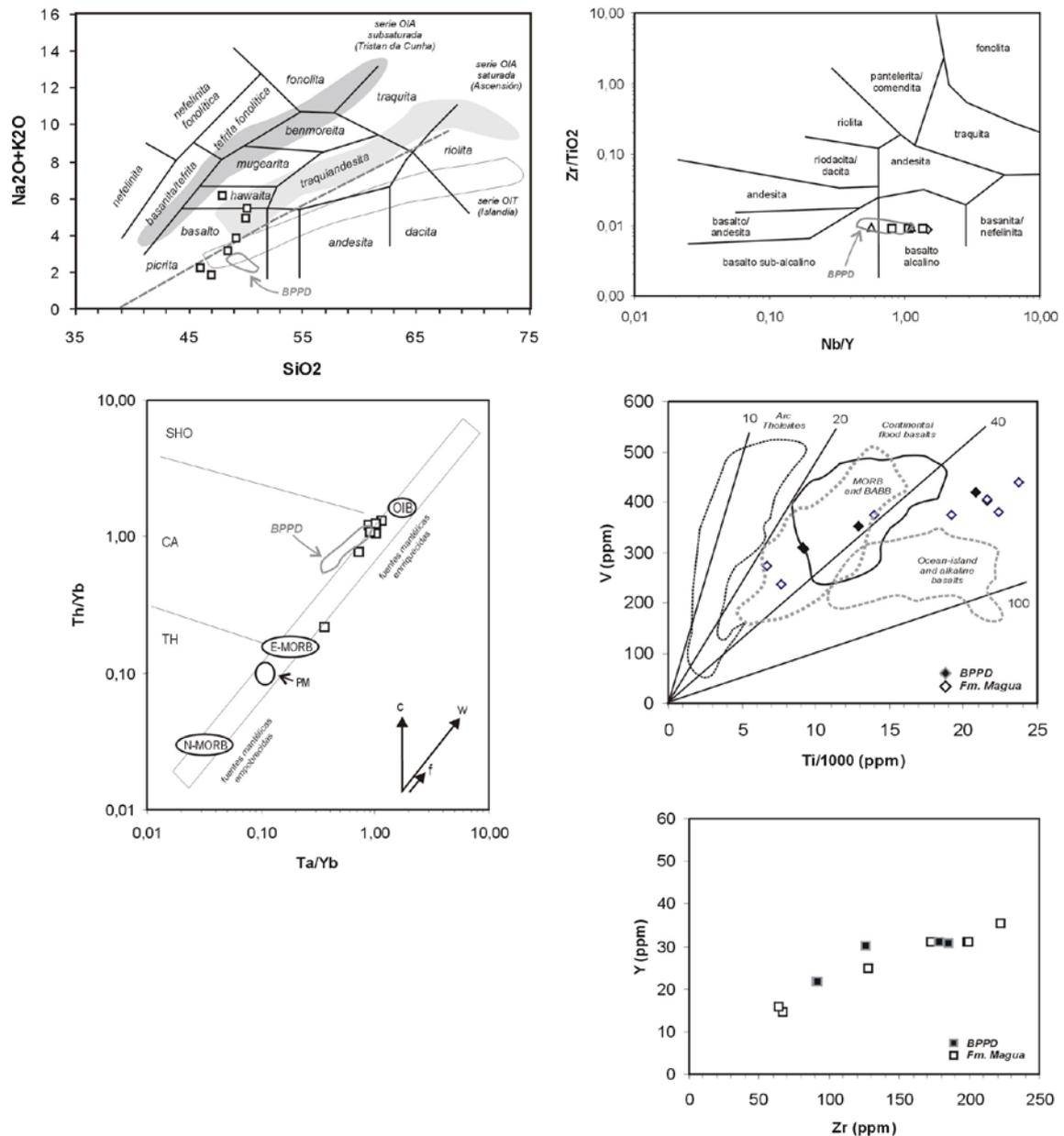


Fig. 32 - Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en los diagramas binarios SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (Gill, 1981), Nb/Y versus Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977), $\text{Ta}-\text{Yb}$ versus $\text{Nb}-\text{Yb}$, Ti/V y Zr/Y , mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (BPPD).

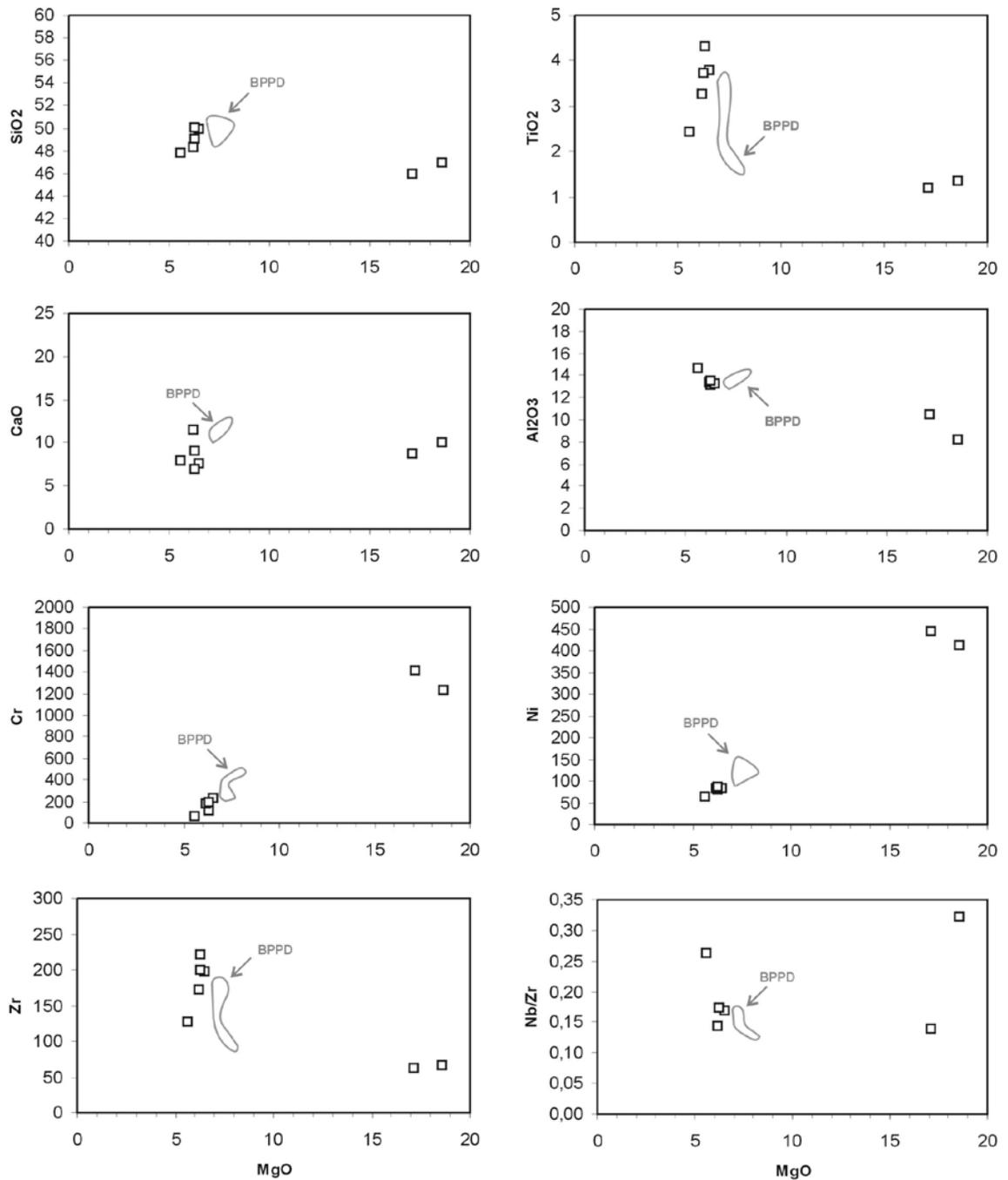


Fig. 33 - Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en diagramas binarios respecto al MgO, mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (PVD).

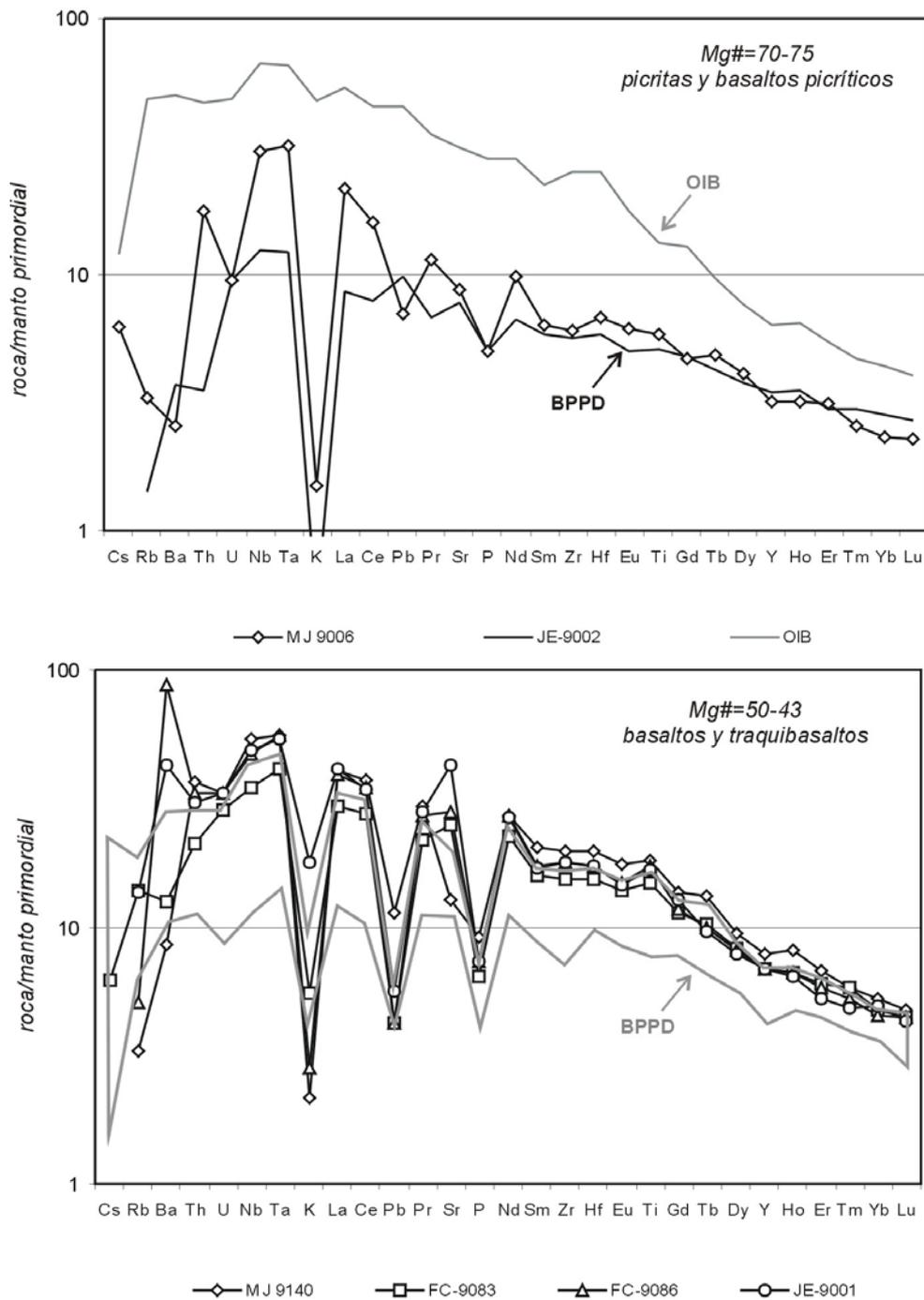


Fig. 34 - Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial, mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (PVD).

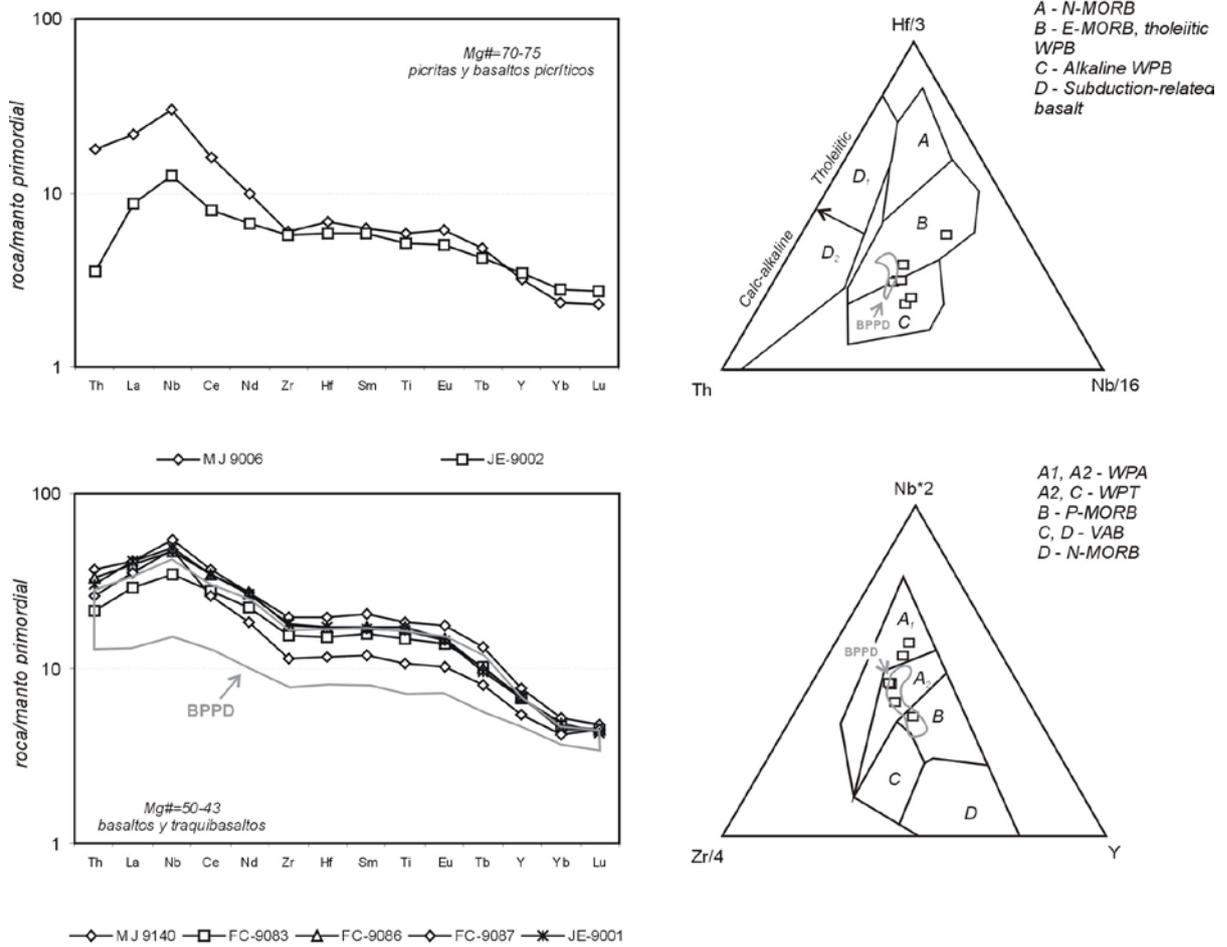


Fig. 35 - Proyección de los basaltos de la Fm. Magua en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial, y en los diagramas Hf-Th-Nb y Nb-Zr-Y de Wood (1980), mostrando también el rango composicional de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte (BPPD).

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

3.4.1. Muestreo

Como se ha comentado en el capítulo 3.2.3, 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 Vancouver (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, 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 $^{233-235}\text{U}$ - ^{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 HCl 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 redisolieron 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 (SiCl_4). Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masas de ionización termal VG-54R, modificado con un único colector y equipado con un fotomultiplicador 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 $^{233-235}\text{U}$, y las relaciones isotópicas de Pb se corrigieron para una fraccionación del 0,37 %/amu, en base a análisis duplicados del estándar 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 a 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 sapeararon a mano, se envolvieron en papel de aluminio y se guardaron 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 3×10^{16} 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 espectrómetro 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: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K=0.0302; $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ca=1416.4306; $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ca=0.3952; Ca/K=1.83, $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$).

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 a 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 Figura 1 y la Tabla 1. 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. Fm. Amina-Maimón

Cuatro muestras de esquistos verdes y metariolitas de la Fm. Amina-Maimón en las Hojas de Martín García (MJ-9122; PU-9037) y Monción no han permitido constreñir la edad de esta formación debido a la ausencia o poca cantidad de minerales datables.

3.4.3.2. Complejo Duarte

Regionalmente al C. Duarte se le considera una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior (ver § 2.1.1.); 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 Complejo 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 ± 7.0 Ma (JE04J46) y 91 ± 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 representativas de la edad de las hornblendas.

Estas hornblendas son nematoblastos o marcan la lineación en las anfibolitas miloníticas.

Así estas edades podrían 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.*, 1977).

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

3.4.3.3. 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 Hornblenda-Piroxeno (12FC9097)

3.4.3.3.1. 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 gabroicos, 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.

3.4.3.3.2. Intrusivos tonalíticos – cuarzdiorita

La muestra de diorita cuárcica 01JE9010 (Hoja de Jicomé) no permitió 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 § 3.2.3.2.). 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 Hornblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma (Santoniano) sobre Biotita. Esta última edad podría corresponder a la edad de un episodio de deformación marcado por la neoformación o el « *reset* » post-intusivo de minerales máficos.

3.4.3.3.3. 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 resultado levanta problema. En efecto, 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 rudistas podrían resultar del desmantelamiento de una Fm. Tiroo 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.

3.4.3.3.4. Tonalita foliada de Diferencia

La muestra de tonalita foliada (07MJ9195) de la Hoja de Diferencia ha sido datada por método U-Pb sobre circón y Ar-Ar sobre hornblenda. La edad Ar-Ar sobre hornblenda está muy mal definida con 100 ± 18 Ma a partir de un pseudo « *plateau* ». Al contrario, la edad U-Pb basada sobre resultados múltiples concordantes, es relativamente precisa con 87.9 ± 1.0 Ma, correspondiendo a la intrusión de la tonalita y de acuerdo con las edades conocidas de las tonalitas (cf. capítulo. 3.2.3.2.).

3.4.3.3.5. 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.

3.4.3.3.6. 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 jóvenes 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 debería observar un metamorfismo de grado más alto.

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

3.4.3.4. Fm. 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 porfídica (FC-9052),
- Hoja de Diferencia : 1 metabasalto (07MJ9134),
- Hoja de Arroyo Limón : 1 andesita porfídica (EB9042), y 1 riolita (EB9043) que 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 ± 2.1 Ma 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 Albiano a Cenomaniano 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 hornblenda mientras que la andesita FC-9052 (Hoja de Jicomé) da una edad « *plateau* » de 88.9 ± 2.6 Ma sobre hornblenda. Estas edades son comparables con la edad comunicada por Lewis (com. oral) de 81.2 ± 8.2 Ma sobre una muestra dacítica de la región de Restauración.

Además, La andesita FC-9052 es un dique andesítico porfídico 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 hornblenda, 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 rejuvenecidas, 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 ± 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 Amina-Maimón y Tireo : Como la Fm. Amina-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.

3.4.3.5. Basalto Guandules-Pelona-Pico Duarte

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

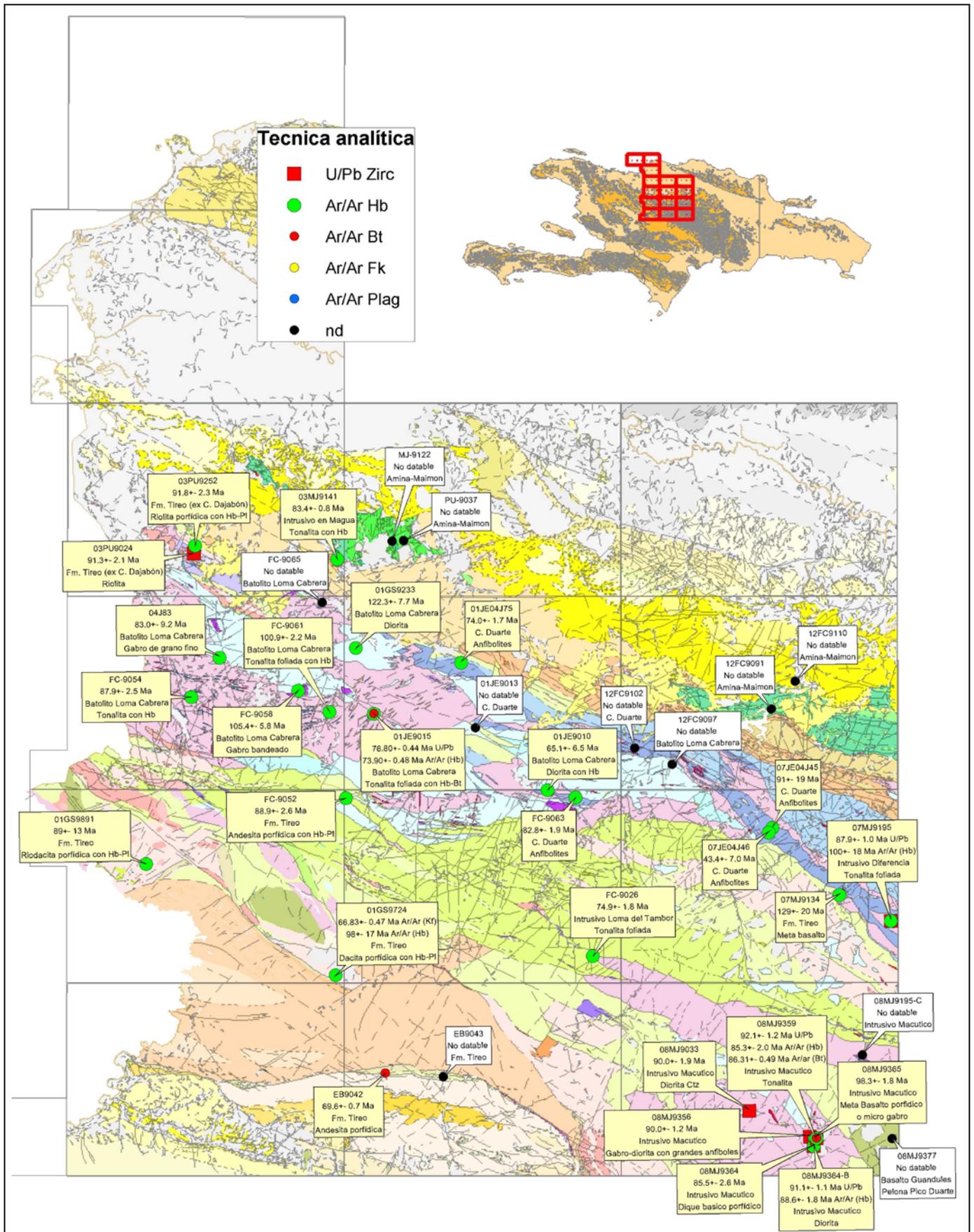


Fig. 36 - Síntesis geológica con las dataciones realizadas durante el proyecto K de Cartografía de la República Dominicana

Muestra	Lat. (WGS84)	Long. (WGS84)	Hoja	Formación/ Unidad	Litología	Método	Mineral	Edad (Ma)	Error (2σ; 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	C. Duarte	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 anfíboles	U/Pb	Zirc	90.0	1.2
08MJ9364	19,02521	-71,07636	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Dique basico porfidico	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 6 - Dataciones absolutas realizadas en el proyecto K de Cartografía de la República Dominicana

4. TECTONICA

4.1. Contexto geodinámico de la isla La Hispaniola

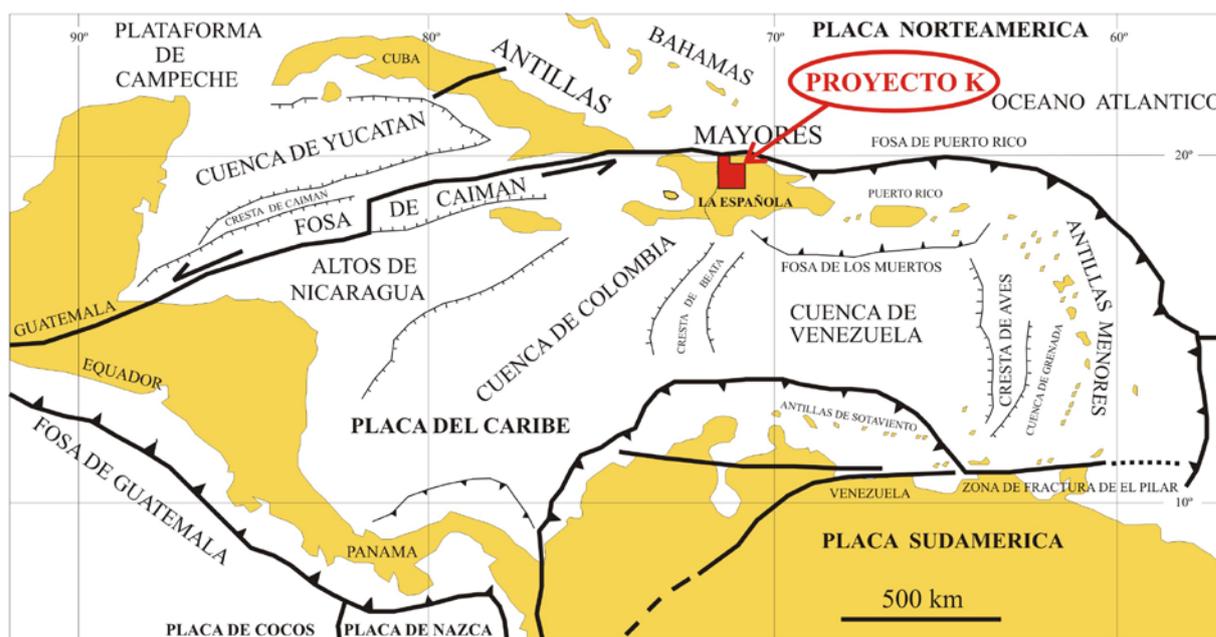


Fig. 37 - Contexto geodinámico de la placa Caribe (según Draper & Gutierrez, 1997)

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. 37). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b). 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 Cretácico 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.

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 & Scanlon, 1991). El margen norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (Colisión Arco-Continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro, que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con norteamérica (Mann *et al.*, 1991).

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

En el Cretácico 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 & Barrett, 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 *et al.*, 1998).

Una gran falla, la falla de la Española, separa en la isla de la Española dos dominios con una historia pre-Cretácico Superior diferente. Al norte una subducción intraoceánica daría lugar en un principio a la formación de un arco isla primitivo, durante el Aptiano-Albiano (Draper *et al.*, 1996). En el dominio situado al sur de la falla en el momento actual y probablemente en algún punto muy alejado en el Cretácico Inferior, no existe el desarrollo de un arco isla en este tiempo. Al sur, se encuentra una formación, la Fm. Duarte, que ha sido interpretada como parte de una meseta oceánica de edad probable Jurásico a Cretácico Inferior.

Al sur de la Falla de la Española, y de edad Cretácico Superior, existe un importante magmatismo que da lugar por una parte a un arco volcánico (Arco II ó Fm. Tireo) y numerosas intrusiones gabro-diorítico-tonalíticas, así como intrusiones de la misma edad y características de las de la Meseta Oceánica del Caribe (Fm. Siete Cabezas y las de Restauración) (Lewis *et al.*, 2002).

Las rocas ígneas del "segundo arco volcánico" pertenecen a series calco-alcalinas, típicas de un estadio más tardío, con gran espesor de la corteza.

Este proceso termina al final del Cretácico Superior-Eoceno Inferior con la llegada a la zona de subducción y la consecuente colisión del margen continental norteamericano, representado por la Plataforma Carbonatada de Bahamas (Mann *et al.*, 1991). 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.

4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La zona estudiada por el Proyecto K puede ser subdividida en varios dominios o unidades estructurales subparalelas (Fig. 38, Fig. 39 y Fig. 40), elongadas según una dirección ONO-ESE, que en parte recoge la subdivisión de la Isla de La Española propuesta por Mann *et al.* (1991). Los límites entre estos dominios estructurales están generalmente definidos por

grandes zonas de fallas subverticales, de dirección general NO-SE a ONO-ESE y escala kilométrica, cuyo movimiento fue esencialmente transcurrente sinistro. Estas fallas coexisten con otras familias de fallas subverticales relacionadas, de dirección ENE-OSO a E-O e igual sentido de movimiento. La mayoría de estos desgarres se relacionan con la tectónica de desgarres que afectó a la totalidad de la isla de La Española a partir del Mioceno Superior (Mann *et al.*, 1991a, 1995; Calais & Mercier de Lepinay, 1995; de Zoeten & Mann, 1999). Esta tectónica transpresiva neógena, que continúa en la actualidad, produjo el levantamiento de la Cordillera Central y su profunda erosión, así como un importante aporte de terrígenos que rellenan al norte la Cuenca del Cibao.

Enumerados de norte a sur, la zona estudiada por este Proyecto (Fig. 38) queda incluida en los dominios estructurales de Ámina-Maimón, Magua-Tavera, Cordillera Central y Cinturón de Trois Rivieres-Peralta. Los tres primeros se corresponderían con el Cinturón Intermedio de Bowin (1966) y Palmer (1963).

SINTESIS GEOLOGICA DEL PROYECTO K (SYSMIN 2002-2004)

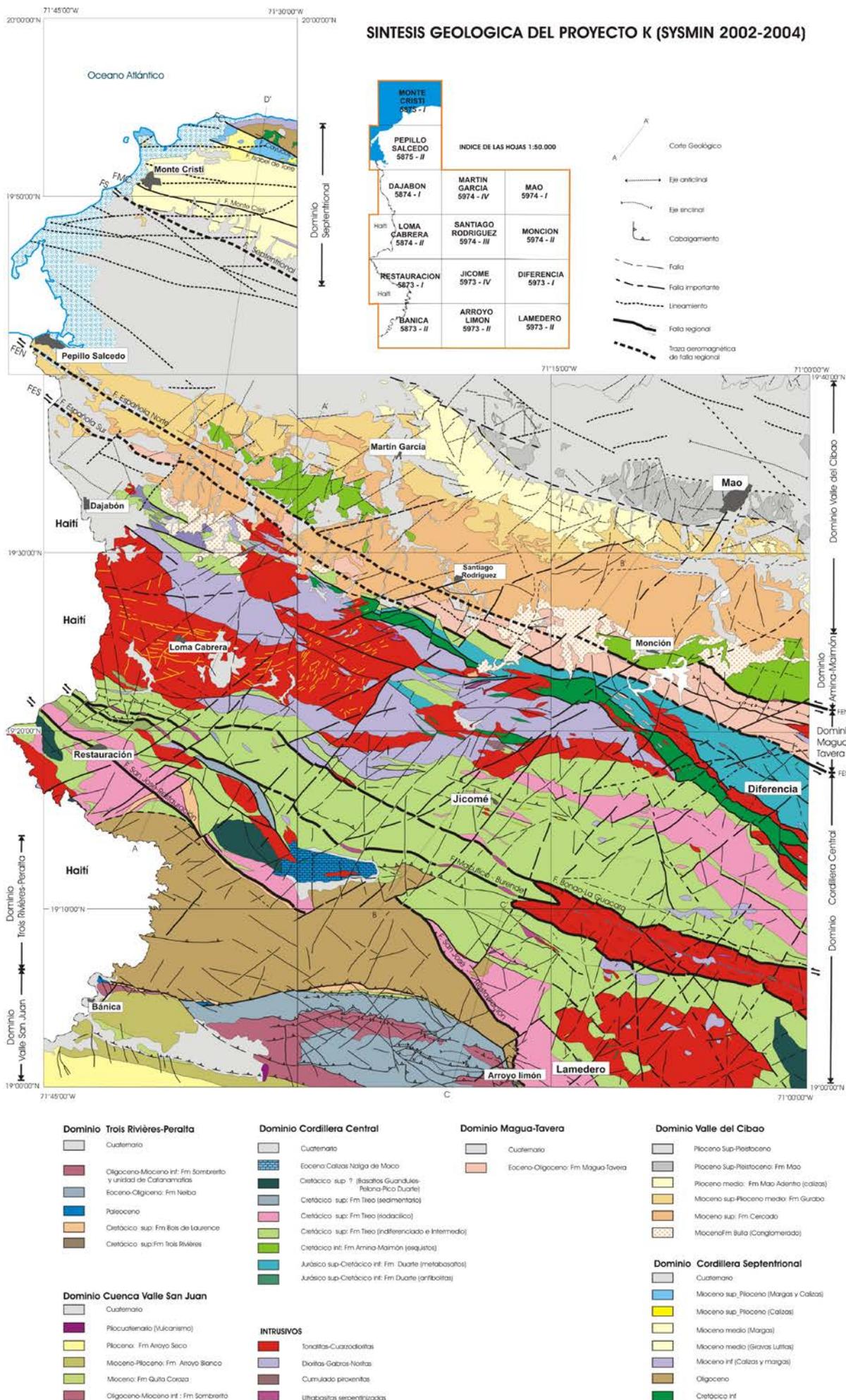


Fig. 38 - Síntesis geológica y tectónica del proyecto K con la situación de las 14 Hojas

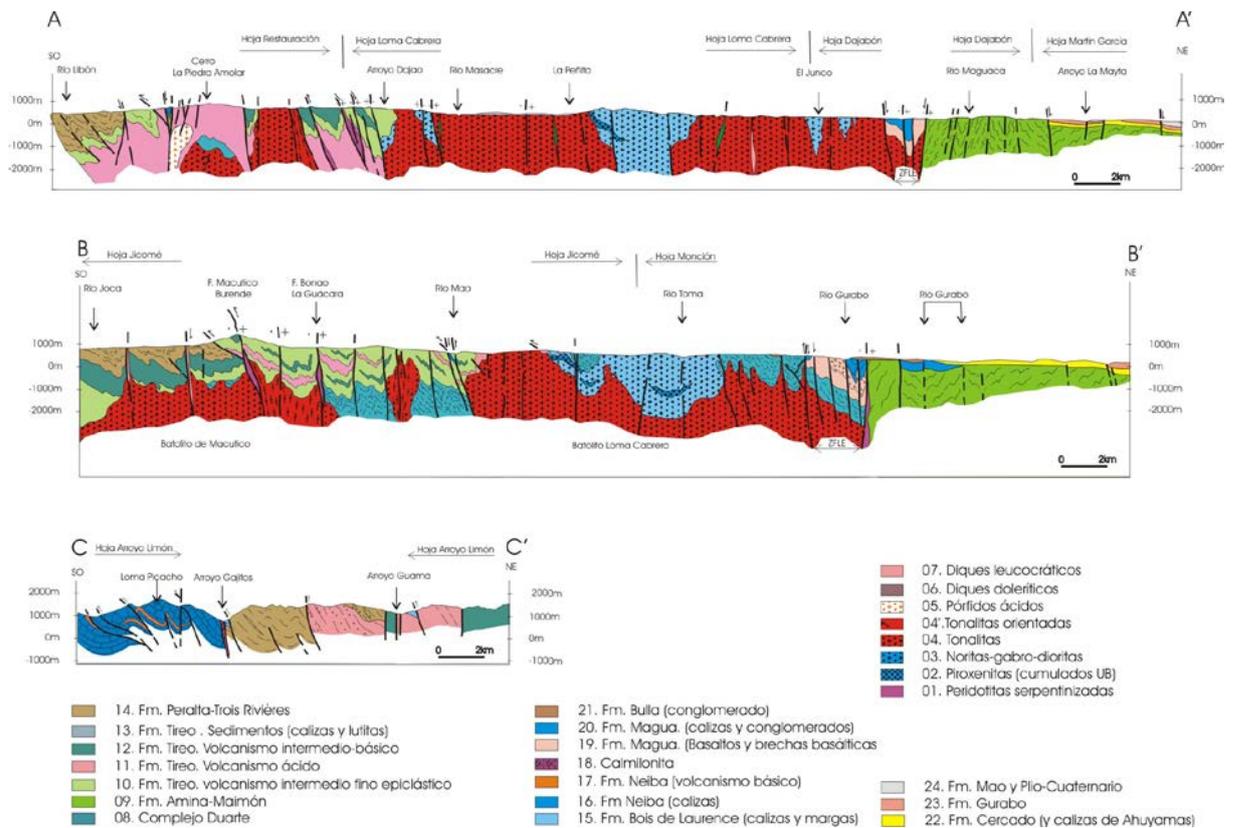


Fig. 39 - Cortes geológicos sintéticos del proyecto K, con la situación de las 14 Hojas

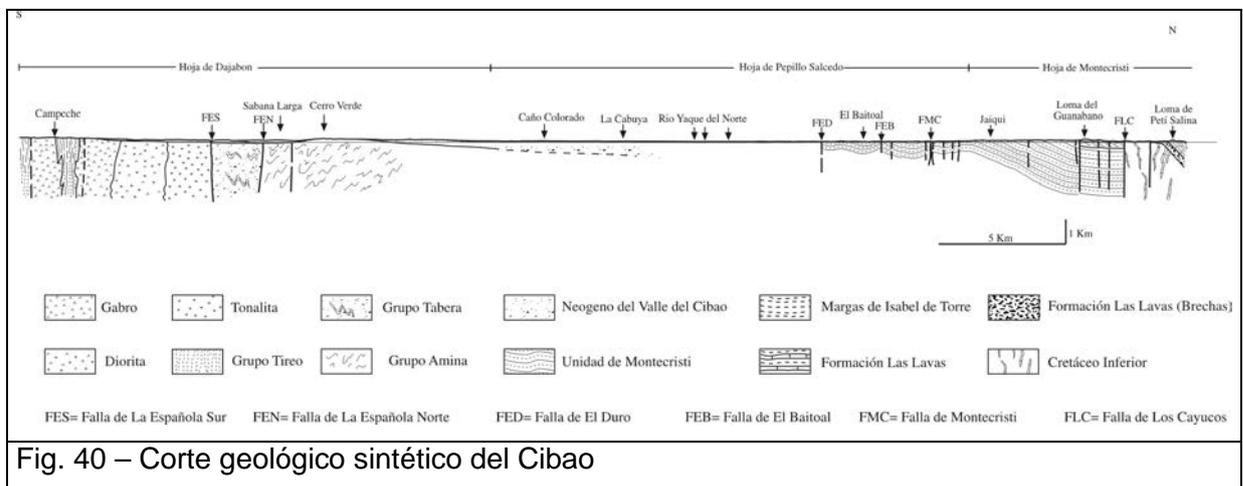


Fig. 40 – Corte geológico sintético del Cibao

4.3. Estructura de la Hoja de Dajabón

La Hoja de Dajabón abarca los dominios estructurales, de la Cordillera Central, Ámina-Maimón, Magua Tavera y la cuenca neógena del Cibao.

Las principales estructuras y unidades tectónicas del mapa de Dajabón están definidas en el esquema estructural y los cortes asociados al mapa.

En los cortes geológicos, se distinguen cuatro sectores bien diferenciados que son, del Sur al Norte:

- **El Batolito de Loma Cabrera (dominio Cordillera Central)** presenta estructura interna con fábricas magmáticas y tectónicas que caracterizan su modo de emplazamiento.
- **El C. Duarte y la Fm. Tireo (dominio Cordillera Central)** presentan una deformación interna muy heterogénea, con un gradiente de la deformación y del metamorfismo, desde la facies anfibolita hasta la facies esquistos verdes.
- **La Fm. Magua (dominio Magua-Tavera)** inmersa en la Zona de Falla de La Española,
- **La Fm. Amina-Maimón (dominio Amina-Maimón)**, al norte de la Zona de Falla de la Española
- **Las rocas sedimentarias neógenas (dominio Valle del Cibao)** que cubren, en discordancia, los dominios precitados.

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 Dajabón.

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.

4.3.1. El dominio de la Cordillera Central

4.3.1.1. Unidades litológicas

El dominio de la Cordillera Central forma una banda de dirección SE-NO en la parte sur de la Hoja de Dajabón. En la esquina SE de la Hoja está limitado al norte por la Fm. Magua, desapareciendo, hacia el NO por debajo de las formaciones terciario-Cuaternarias.

El Complejo Duarte se reduce a “roof pendants” subverticales, hectométricos de esquistos verdes (metabasaltos o anfibolitas?) cloríticos, muy deformados, en las dioritas del borde norte del Batolito de Loma Cabrera.

La Fm. Tireo forma una banda SE-NO subvertical, a lo largo del borde septentrional del batolito de Loma Cabrera, estrecha de 5 km, que se extiende sobre 11 km desde el Cerro Juan Miércoles hasta el límite meridional de la Hoja. La extensión NO desaparece debajo del glacis aluvial de la zona de Dajabón. Gran parte de la zona norte está tapada por la cobertera cenozoica y en la parte SE solo quedan unos “roof-pendants” en el seno del

batolito de Loma Cabrera, con frecuentes afloramientos de skarn en las prolongaciones de las capas de calizas.

4.3.1.2. Fábricas y estructuras en la Banda Norte: C. Duarte y Fm. Tireo

En la banda septentrional, entre la Zona de Falla de la Española y el contacto con el batolito de Loma Cabrera, las rocas metavolcánicas y metasedimentarias presentan un grado de metamorfismo regional y una esquistosidad variables. El gradiente de la deformación y del metamorfismo sincinemático aumenta del NE al SO, desde rocas de la Fm. Tireo y del C. Duarte poco metamorizadas en la facies subesquistos verdes y esquistos verdes (al NE) hasta anfibolitas de alta-T del C. Duarte (al SO) en las Hojas de Santiago Rodríguez, Monción, Diferencia y Jicomé.

4.3.1.2.1. Esquistos Verdes y subesquistos verdes del C. Duarte y de la Fm. Tireo

En la banda norte, la distribución cartográfica de las metapicritas y metabasaltos del C. Duarte inferior y superior, y las metavolcanitas ácidas de la base de la Fm. Tireo, definen una macroestructura, que consiste en un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales $D1_C$ de dirección ONO-ESE. Las zonas de charnela sinclinales están subrayadas cartográficamente, en las Hojas de Santiago Rodríguez y Monción, por los afloramientos discontinuos, *en-échelon*, de la Fm. Tireo. Asociado a los pliegues $D1_C$ se ha desarrollado una esquistosidad $S1$ de plano axial, que buza al SO, con ángulos superiores a 50° y una lineación $L1_C$ de intersección entre la $S1$ y la $S0$, que presenta ángulos de inmersión bajos ($<20^\circ$) tanto al NO como al SE. La fábrica planar se interpreta como una $S1$, ya que con el descenso de la deformación $D1_C$ 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 ausencia en estos materiales de una clara estratificación ($S0$). Los mejores afloramientos se encuentran entre Mata Bonita y Quebrada Honda y , sobre todo, al NO, cerca de Cerro del Puerto. Los raros pliegues $D1_C$ observados son abiertos a agudos, con ejes localmente curvos, buzando en general al O, medianamente.

En algunos pliegues $D1_C$ 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, micropliegues y sombras de presión entorno a porfiroclastos, consiste en un movimiento transcurrente senestro.

4.3.1.2.2. Anfibolitas del C. Duarte

Al Sur de los esquistos verdes y a lo largo del contacto Norte, intrusivo, del Batolito Loma Cabrera, se ha desarrollado una banda de rocas metabásicas, metamorfozadas en condiciones de la facies de las anfibolitas, aflorando de forma prácticamente continua, cruzando el sector central del Dominio de la Cordillera Central. Desde la Hoja de Dajabón y atravesando las de Santiago Rodríguez y Monción, presenta una dirección ONO-ESE que gira a NO-SE en la Hoja de Diferencia. Las anfibolitas presentan una foliación de dirección ONO-ESE a NO-SE y ángulos de buzamiento variables, generalmente al Sur. El contacto Sur de las anfibolitas con el Batolito Loma Cabrera, es muy nítido; a menudo los gabros o tonalitas son concordantes con la fábrica principal de las anfibolitas. El grado metamórfico, dentro de las anfibolitas baja hacia el N y NE antes de pasar a los esquistos verdes.

El contacto con el Batolito Loma Cabrera, representa los niveles estructuralmente más altos de la banda. Consiste en anfibolitas de color verde y gris oscuro a negro, con una penetrativa fábrica plano-linear S1-L1_C. Al contacto, las anfibolitas están corneizadas; presentan un aspecto gnéisico e intercalan venas y boudines de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda, variablemente cizalladas y rotadas hasta el paralelismo con la fábrica planar S1. 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 Loma Cabrera.

Hacia el exterior de la banda Norte, bajando la secuencia estructural, las anfibolitas pasan a rocas anfibolíticas con epidota de color verde y gris más claro, con aspecto esquistoso y menor intensidad de la fábrica planar. El límite Norte de la aureola, con las rocas menos esquistosadas del C. Duarte y la Fm. Tireo, es a menudo nítido; en algunos tramos, localizado en zonas de falla dúctil-frágil y frágil, de medio a alto ángulo de buzamiento al Sur, o por intrusiones concordantes de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda foliadas (Hoja de Diferencia). No obstante, localmente este contacto parece más gradual o repetitivo; es el caso en el corte desde Mata Clara hacia al norte de Mata Bonito y en el *roof pendant* cerca de la loma de los Mata Puercos. En las zonas de falla hay abundantes venas de cuarzo y calcita.

Dentro esas anfibolitas, la S1 es una foliación metamórfica que contiene una lineación mineral y/o de estiramiento. La foliación está definida por la elongación planar de los

prismas de hornblenda y las plagioclasas tabulares. La orientación ONO-ESE regional de la S1 es consistentemente paralela al contacto entre las anfibolitas y el Batolito Loma Cabrera y sobre todo concordante con la esquistosidad visible en la banda de esquistos verdes, girando a NO-SE en la Hoja de Diferencia. La lineación L1_C de estiramiento mineral está definida en las anfibolitas por la elongación de los prismas de hornblenda, del agregado cuarzo-plagioclásico recristalizado y la orientación de las sombras y colas de recristalización en torno a los porfiroclastos. La dirección de la L1_C no es sistemática y se necesita más medidas para entender la cinemática mostrada por la lineación de estiramiento. En efecto se observan:

- direcciones N-S a NE-SO, con buzamiento de la foliación medio y bajo hacia el S o SO o algo oblicuo (cabeceo >50°), pero también,
- lineaciones de estiramiento mineral subhorizontales indicativas de un movimiento esencialmente transcurrente.

4.3.1.3. Fábricas y estructuras en la Banda Sur: Batolito de Loma Cabrera

Al Sur, el Batolito Loma Cabrera está constituido por una serie de rocas plutónicas multifases, que forman un complejo ígneo composicionalmente heterogéneo, elongado según direcciones ONO-ESE a O-E, a lo largo de las Hojas de Dajabón, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia, continuándose más al Oeste en Haití. Las rocas plutónicas del Batolito Loma Cabrera han intruido y metamorfozido tanto el C. Duarte como el conjunto vulcanosedimentario de la Fm. Tireo encajantes. Al techo del batolito, aparecen *roof pendants* del C. Duarte y de la Fm. Tireo, esquistos y anfibolitas deformados heterogéneamente y localmente corneanizados.

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

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.

4.3.1.3.1. La secuencia intrusiva del Batolito Loma Cabrera

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

- Los cumulos 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 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 subsólidos para las tonalitas, y subsólidos 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 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 Loma Cabrera.

4.3.1.3.2. El complejo gabróico-ultramáfico del Batolito Loma Cabrera

En el complejo gabróico-ultramáfico del Batolito Loma Cabrera presenta fábricas magmáticas y subsólidos deformativas. En la hoja de Santiago Rodríguez las fábricas magmáticas se observan bien; sin embargo el estilo de deformación subsólidos se describirá a partir de las observaciones de las hojas vecinas.

En las rocas ultramáficas, **las fábricas magmáticas** consisten en un bandeo composicional, milimétrico a centimétrico, de niveles ricos en olivino y piróxeno, resultado de la acumulación de cristales durante la cristalización del magma. Este bandeo 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 Guazumito - Loma Charamicos, situado al N de las Hojas de Jicomé y Diferencia, 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 N y al S. A la escala del Batolito 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 $L1_C$, definida por la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico recristalizado y la orientación de las sombras y colas de recristalización de los porfiroclastos. La dirección de la $L1_C$ oscila entre NNO-SSE a NE-SO en todo el Batolito Loma Cabrera, con ángulos de inmersión medios y altos, tanto al N como al S. El sentido de cizallamiento obtenido a partir de criterios cinemáticos tales como la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos de plagioclasa, la asimetría de los pliegues definidos por venas leucotonalíticas con Hornblenda 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 buzcan al Norte y de techo hacia el Sur en las que buzcan al Sur.

Sin embargo, en algunos sectores de las bandas que flanquean la Loma de la Guazumita y en el borde S de Loma Chacuey, la lineación de estiramiento mineral se dispone subhorizontal ($<20^\circ$ 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 Loma Cabrera, incluida en las Hojas de Monción y Diferencia, gran parte de los gabros presentan, en este sector, una foliación magmática subvertical, definida por una alternancia de niveles más o menos ricos en plagioclasa y ferromagnesianos, retrabajada en estado sólido, generando fábricas deformativas plano-lineares protomiloníticas y miloníticas transcurrentes senestras.

4.3.1.3.3. Las tonalitas

Las tonalitas presentan un desarrollo muy variable de **fábricas magmáticas** en el Batolito Loma Cabrera desde tipos con una fuerte fábrica plano-lineal e incluso linear, al tipo isótropos el más representado, desprovisto de cualquier orientación mineral preferente mesoscópica, como en buena parte de las facies tonalíticas con $Hbl \pm Bt$, 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 las enclaves máficas microgranudas, así como de venas y diques de aplitas en disposición de "boxjoints".

Esta fábrica magmática plano-lineal e incluso linear (S1-L1) se observa predominantemente cerca de todos los contactos:

- en el borde septentrional de la unidad tonalítica central del Batolito Loma Cabrera en contacto con el C. Duarte, siguiendo la alineación Partido, Los Almácigos, Piedra Blanca,
- al contacto con los cuerpos anteriores de composición gabrónico-ultramáfico con una foliación magmática paralela al contacto.

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 \pm biotita suelen estar subparalelas a las magmáticas S1 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 Monción y Diferencia). En el interior del macizo tonalítico central del Batolito 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 L1_C, 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 indicativos de un movimiento transcurrente senestro, subparalelo a una lineación de estiramiento subhorizontal (hoja de Monción y Diferencia).

4.3.1.3.4. Enjambre de diques máficos y félsicos

El enjambre de diques máficos y félsicos (ver § 3.1.8.1 y 3.1.8.2), intruye todas las unidades intrusivas del Batolito Loma Cabrera 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. No obstante, localmente se notan procesos de mezcla y asimilación de estos magmas básicos con las tonalitas (como en el río Inaje, en esta hoja), indicando que parte de los diques máficos son al menos co-magmáticos con los magmas más diferenciados del Batolito Loma Cabrera. 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 porque indican la dirección local de extensión (σ_3 , o esfuerzo principal mínimo), que se orienta perpendicularmente al plano que definen. En el Batolito Loma Cabrera, estos diques son casi siempre subverticales, con buzamiento $>70^\circ$ 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 Loma Cabrera, definiendo corredores de orientación general subparalela a la elongación del Batolito Loma Cabrera. Sin embargo, la dirección de esos diques varía a lo largo del Batolito 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 gabrónico-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 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 Loma Cabrera.

4.3.1.3.5. Red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos

Los diques y filones tardi-magmáticos leucograníticos y aplopegmatíticos se localizan preferentemente, al contacto N del Batolito Loma Cabrera con el C. Duarte, cortando ambos dominios en las Hoja de Santiago Rodríguez y Loma de Cabrera. 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. Dominio de Ámina-Maimón; Fm. Ámina-Maimón

El dominio de Ámina-Maimón está limitado al norte por el borde meridional de la cuenca neógena de El Cibao y al sur por la Zona de Falla de La Española (ZFLE), incluyendo las rocas metamórficas esquistas de edad Cretácico Inferior de la Fm. Ámina-Maimón y su cobertera cenozoica. Intercalados en el borde septentrional de la ZFLE se localizan, en la Hoja de Monción, lentejones de peridotitas serpentinizadas, que por su posición estructural son correlacionables con la Peridotita de Loma Caribe del sector de Bonaó, situado en el sector SE de la Cordillera Central.

En la esquina SO de la Hoja de Martín García, sector Sta Lucía – La Barrera, el borde norte de la ZFLE está cubierto por los sedimentos terciario-cuaternarios, pero su traza es muy nítida en las imágenes aeromagnéticas. Un poco más al oeste, en la Hoja de Dajabón, sector La

Gora-El Llano, la ZFLE, pone en contacto la Fm. Magua, al sur del río Maguaca, y la Fm. Ámina-Maimón al norte.

Los contactos de los relieves de la Fm. Ámina-Maimón, con la serie terciaria subhorizontal están casi siempre ocultos por coluviones cuaternarios. Las imágenes de satélite y aeromagnéticas sugieren que muchos de ellos corresponden a fallas de dirección N50-75°E y N110-130°E.

Las estructuras cartográficas de la Fm. Ámina-Maimón, subrayadas por las alternancias félsicas-máficas, hectométricas a kilométricas, presentan una dirección general N150°E a NS, con buzamiento general superior a 50° O.

Localmente, la serie presenta una brutal inflexión, con pequeños segmentos de dirección N110-120°E. Al Rodeo, este tramo de serie está limitado por una falla paralela, con posible componente cabalgante hacia el norte. La dirección N110-120°E es la dirección general de los esquistos en la parte SE del segmento Ámina (Hoja Monción), paralela a la dirección de la ZFLE.

Las rocas de protolito esencialmente volcánico y menos abundante sedimentario, están caracterizadas por presentar una variable deformación dúctil esquistosa acompañada por un metamorfismo sincinemático (Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1991).

Los tipos litológicos que la constituyen son filitas y cuarzoesquistos albítico-sericíticos y esquistos máficos clorítico-actinolítico-epidóticos, que en las zonas más deformadas presentan texturas filoníticas y miloníticas. Ambos tipos litológicos se corresponden respectivamente con protolitos volcánicos de riolitas-riodacitas y metaandesitas, respectivamente. Sin embargo, en el sector de Loma Pozo Negro García, se han preservado restos de las texturas y mineralogías ígneas probablemente debido a la competencia de este macizo de rocas metaandesíticas.

4.3.2.1. Fábricas y estructuras sinmetamórficas

A lo largo del área de afloramiento de la Fm. Ámina, se observa un gradiente de aumento de la deformación interna de las rocas y del grado metamórfico siguiendo una dirección desde el N y NE hacia el S y SO, perpendicularmente a la dirección general ONO-ESE de las principales estructuras. Siguiendo este gradiente, se distinguen desde rocas relativamente poco deformadas, que han preservado parte de la mineralogía ígnea original, hasta rocas completamente recrystalizadas que ha desarrollado una penetrativa fábrica dúctil plano-linear (S1-L1) de características milonítico-filoníticas. La existencia de rocas variablemente deformadas está relacionada con el gradiente de la deformación heterogénea, asociado a la

formación de una zona de cizalla dúctil de escala kilométrica regional, de dirección ONO-ESE y ángulos de buzamiento medios y bajos al SO.

La distribución cartográfica de los dos tipos de protolitos ácidos e intermedio-básicos en los afloramientos de la Fm. Ámina-Maimón, establece una alternancia de ambas litologías que definen láminas de típicamente 0.5-1.5 km de espesor estructural. El acuñaamiento lateral de estas bandas y la existencia de zonas de charnela cartográficas en la alternancia litológica, sugiere la existencia de antiformes y sinformes recumbentes de escala kilométrica, formados durante la etapa de cizallamiento regional, ya que la esquistosidad S1 principal es la de plano axial. Esta macroestructura se interpreta debida a la imbricación durante el cizallamiento regional de ambos tipos litológicos por cabalgamientos dúctiles dirigidos al N y NE durante D1 (*thrust nappes* sensu; McClay, 1992), en el que los niveles estructuralmente más altos se situarían al S (ver después). A favor de esta interpretación son las relaciones cartográficas de pérdida de continuidad lateral de zonas de charnela y de corte entre algunas láminas, que establecen la formación de los cabalgamientos dúctiles en los flancos inversos de los antiformes tumbados.



Foto 74 - pliegue isoclinal en los esquistos verdes. Eje de pliegue: N175°E-40°S; plano axial: N175°E-85°O (03MJ9016; Lat: 19,54911; long: -71,51017)



Foto 75 - pliegue con eje curvo en los esquistos verdes (03MJ9021; Lat: 19,5526; Long: -71,52104)

A escala de afloramiento, la fábrica planar S1 presenta unos ángulos de buzamiento medios hacia el S y SO, y una dirección general NNO-SSE a N-S. Esta fábrica planar se interpreta como una S1, ya que los dominios poco deformados por D1 transitan a las texturas ígneas del protolito. La S1 contiene una penetrativa lineación de estiramiento y mineral, de dirección general NNO-SSE y NNE-SSO. Los ángulos de inmersión de esta lineación son medios y bajos e invariablemente al S y SE. En los esquistos y milonitas cuarzo-feldespáticas, la fábrica planar S1 está definida por la alternancia subcentimétrica de niveles ricos en feldespatos, cuarzo y micas, y la lineación de estiramiento por la elongación de agregados

elipsoidales cuarzo-feldespáticos y de las sombras de presión en torno a los porfiroclastos. En los esquistos máficos miloníticos, la fábrica S1 está definida por un bandeo milimétrico-submilimétrico de niveles alternativamente ricos en actinolita-clorita y albita. La lineación de estiramiento aparece marcada en estas litologías por el alineamiento de la actinolita y de los agregados de cuarzo, albita o epidota.

La no-coaxialidad de la deformación D1 está indicada por la existencia de fábricas S-C en zonas de cizalla mesoscópicas anastomosadas, boudinage asimétrico de la foliación (Hanmer & Passchier, 1991) y la asimetría de las sombras de presión en torno a los porfiroclastos de clinopiroxeno ígneo relicto, feldespatos y cuarzo. En toda el área estudiada, la asimetría de todas estas mesoestructuras indica un uniforme sentido de cizalla de techo hacia el N y NE, paralelo a la lineación de estiramiento mineral. La deformación D1 también produce un intenso plegamiento recumbente isoclinal e intrafoliar de vergencia al N y NE, cuyos ejes de pliegues son subparalelos a la lineación de estiramiento. La asimetría observada en pliegues de escala métrica-decimétrica y el cizallamiento con pérdida de continuidad en los flancos inversos, es consistente a escala regional e indicativa de un cizallamiento inverso de techo hacia el N y NO. En algunas zonas, durante el cizallamiento dúctil D1 se forman abundantes venas centimétricas y decimétricas de epidota y cuarzo, observándose en ocasiones éstas mineralizadas con sulfuros de Cu. Estas venas inicialmente son oblicuas a la S1 cortándolas a un ángulo medio o alto, pero con la deformación progresiva resultan plegadas isoclinamente y cizalladas en los flancos, rotando hasta alcanzar el paralelismo con la S1. La asimetría de las zonas de charnela aisladas de las venas y del boudinage asimétrico, define igualmente un sentido de cizallamiento de techo hacia el N y NO durante D1.

4.3.2.2. Interpretación de la deformación D1 en el Dominio Ámina-Maimón

Consideradas en conjunto, las características de la deformación en el dominio Ámina-Maimón indican que la D1 consistió en una etapa de deformación heterogénea asociada a un cizallamiento dúctil regional dirigido al N y NO. El cizallamiento produjo el apilamiento de numerosas láminas cabalgantes de buzamiento hacia el S y SO y escala kilométrica, junto a la imbricación dúctil de los dos tipos composicionales de protolitos. Aunque la intensidad de la deformación es bastante similar en toda el área estudiada, la abundancia de fábricas miloníticas y filoníticas es generalmente mayor hacia el S y SO, es decir, hacia los niveles estructurales más altos de la secuencia estructural. Sin embargo, en los niveles estructurales más altos del dominio la foliación S1 aparece cortada a bajo ángulo y

verticalizada por el borde norte de la Zona de Cizalla de La Española. Se desconoce la edad de la deformación D1. No obstante, la total ausencia de manifestaciones filonianas o de un magmatismo de arco contemporáneos a la deformación, junto con la edad de la Fm. Magua y cenozoica de la cobertera, sugieren que tuvo lugar en el Cretácico Superior. Una deformación por cizalla dúctil muy similar es la que afecta a la Fm. Maimón presente en el área de Bonao, que resulta litológica y geoquímicamente equivalente (Draper y Lewis, 1991; Draper *et al.*, 1996).

4.3.3. El dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española

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 (de Zoeten & 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, interpretadas como cuencas de *pull-apart* (Coleman & Winslow, 2002). 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 Amina, 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 intraplaca toleíticos 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 S1 ONO-ESE (N120°E a N130°E) y buzamiento entre 40 y 80° al S. Estos planos de foliación S1 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. 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 cataclasa 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 S1 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 S1 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 recrystaliza, 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. Dominio del Valle del Cibao - Tectónica y evolución tectosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario

El depósito de la Fm. Bulla durante el Oligoceno Superior- Mioceno Inferior, con relleno de valles excavados en dirección N-S y aportes procedentes del Sur, podría ser coincidente o inmediatamente posterior a los episodios transpresivos que dieron lugar a la elevación y emersión definitiva de la Cordillera Central. Es de destacar la aparente coincidencia en edad de estos depósitos con los materiales y discordancias internas sintectónicas de la Fm. Sombrerito en el borde Sur de la Cordillera (Hojas de Bánica y Arrollo Limón).

La ausencia en el área estudiado de materiales pertenecientes a la parte alta del Mioceno Inferior y al Mioceno medio (equivalentes de la Fm. Baitoa, depositada más al este), podría indicar el inicio de un cambio de sedimentación. Los depósitos pasarían de ser depósitos continentales proviniendo del sur a depósitos proximales a marinos en una cuenca de direccionalidad predominantemente E-O. Esta direccionalidad de la cuenca, con aportes procedentes del oeste, parece ya clara durante el depósito de la Fm. Cercado, como viene indicado por los cambios de facies y potencia en relación con la falla o zona de falla del accidente normal de Gurabo-Cana. La actividad tectónica en este momento no se limita a este accidente sino que, al menos al Oeste de este hubo una actividad tectónica de cierta importancia como atestiguan numerosas evidencias de campo ("*slumps*", diques clásticos, pequeñas fallas sinsedimentarias...) y cartográficas (afloramientos del "zócalo" en la Fm. Cercado).

La máxima profundización de la cuenca, dentro de la Fm. Cercado, se produciría en su tercio superior, tras la cual tiene lugar una relativa somerización, especialmente importante al oeste del accidente Cana-Gurabo, que da lugar al depósito de las calizas de Ahuyamas y culmina con una discontinuidad que provoca su erosión al oeste de dicho accidente durante la parte alta del Mioceno Superior. En el Mioceno terminal tiene lugar una nueva profundización de la cuenca que posibilita el depósito de la Fm. Gurabo. Aunque las evidencias de campo indicativas de actividad tectónica sinsedimentaria son escasas (algunos "*slumps*" y depósitos de "*debris flow*" en la sección del río Gurabo) el accidente de Cana-Gurabo sigue controlando la sedimentación y estructuración de la cuenca tal como pone de manifiesto la distribución de facies y potencias. Si bien el cambio de potencia puede a primera vista parecer pequeño, hay que tener en cuenta la muy diferente tasa de compactación de los materiales a un lado y otro del accidente, presentando las margas

hemipelágicas, dominantes hacia el este, una tasa de compactación, y por tanto una potencia original, mucho mayor. En la parte final del Plioceno Inferior tiene lugar una nueva caída relativa del nivel del mar que da lugar a discontinuidad basal de la Fm. Mao Adentro y al depósito de los miembros de las Caobas. Esta caída relativa no parece afectar a los materiales situados al este del Accidente Cana-Gurabo, lo que indicaría que, o bien su origen es puramente tectónico, con elevación relativa de el bloque oeste, o bien se trata de un fenómeno eustático de baja intensidad que en el bloque este ha sido totalmente compensado por la tasa de subsidencia tectónica. Durante el depósito de la Fm. Mao Adentro la estructuración E-O de la cuenca se mantiene en líneas generales tal como indica la distribución de facies, si bien en las proximidades del límite Plioceno Inferior Medio parece iniciarse una tendencia al cambio de estructuración de la cuenca, al menos en las proximidades de la falla de Mao, con desarrollo de canales y clinofomas dirigidas hacia el norte.

El inicio de la sedimentación de la Fm. Mao, probablemente en la parte alta del Plioceno Medio, marca un cambio radical en la estructuración de la cuenca, que pasa a tener una direccionalidad N-S controlada por la actuación sinsedimentaria de la Falla de Mao, al sur de la cual se desarrollarían probablemente facies marinas someras, de tipo estuarino o de llanura deltaica, de las que no ha quedado registro. La falla de Mao recorre la Hoja del mismo nombre con un trazado cartográfico de dirección aproximada entre E-O y N110°E, penetra en la de Martín García manteniendo esta última dirección hasta las inmediaciones del río Cana, donde gira hacia el norte adoptando un trazado de dirección aproximada N150°E, y alcanzando la llanura del Yaque donde es cortada por otra falla de dirección aproximada N110°E.

Esta geometría y su carácter sinsedimentario permiten asimilar la falla de Mao a el sistema de fallas, probablemente enraizado con la zona de falla de la Falla Septentrional que habría dado lugar durante el Plioceno Superior y parte alta del Medio a un sistema de sub-cuencas en relevo en las que se produciría el depósito de la Fm. Mao. La disposición en relevo de estas cuencas puede deducirse de los mapas aeromagnéticos del valle del Yaque, los cuales muestran una serie de anomalías negativas de formas groseramente romboidales, cuyos mínimos coincidirían con los depocentros de las cuencas o subcuencas. En relación con esta tectónica sinsedimentaria parece estar el gran sinclinal que puede deducirse de la distribución de buzamientos en la Hoja de Mao y que podría representar un gran sinclinal de "roll-over" extensional.

Otra falla de cierta importancia, y con un recorrido groseramente paralelo al de la falla de Mao, se sitúa en el límite norte de la Hoja de Monción llegando a penetrar en la Hoja de Mao en su extremo oeste donde desaparece en las proximidades del río Gurabo. Esta terminación lateral de la falla podría estar en relación con una transferencia de desplazamiento al accidente de Cana-Gurabo, aunque no cabe descartar otras posibilidades. La falla, con un recorrido muy dislocado, pone en contacto las formaciones Gurabo y Cercado con un desplazamiento normal del orden de los 100 m, siendo el bloque hundido el bloque norte. Dada la traza más o menos paralela a la de la falla de Mao es posible que este genéticamente relacionada con ella y su edad sea similar, aunque podría haber tenido rejugos más tardíos durante el Cuaternario.

Con posterioridad a los movimientos de carácter sinsedimentario respecto a la Fm. Mao, los materiales neógenos del Valle del Cibao están afectados por una densa red de fallas cuya actividad ha continuado al menos hasta el Pleistoceno Superior, ya que llegan a afectar con seguridad a las terrazas medias y posiblemente a las terrazas bajas del río Yaque, como parece deducirse de la interpretación de los lineamientos de las fotos de satélite en la Hoja de Mao. Todas estas fallas, con planos subverticales y de desplazamientos entre métricos y decamétricos, parecen tener un carácter normal, o al menos lo tienen en todos los casos en que se han podido observar criterios cinemáticos de campo (arrastres y estrías de falla). Esta tupida red de fallas parece organizarse según cinco sistemas principales:

- Un sistema de dirección aproximada N120°E, coincidente con la dirección de las principales fallas de desgarre en el "zócalo", de las que probablemente representa un rejuego tardío.
- Un sistema de dirección aproximada N60°E, que por lo general corta a las fallas del sistema anterior.
- Un sistema de dirección aproximada N30°E que, al menos en ocasiones, conecta fallas del sistema anterior.
- Un sistema de dirección aproximada N150°E. La dirección de este sistema, junto con las anteriores parece compatible con la de los desgarres asociados a los principales del "zócalo", y es posible interpretar estos sistemas como rejugos normales tardíos de las fracturas de desgarre del "zócalo".
- Un sistema de dirección variable entre N170°E y N20°E, frecuentemente N-S, sin relación geométrica evidente con los anteriores y que parece haber condicionado el recorrido de la mayor parte de los valles de la zona.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Dajabón se sitúa en la frontera con la República de Haití, al norte de las últimas estribaciones noroccidentales de la Cordillera Central, que quedan incluidas en la Hoja.

El relieve de la Hoja es en general suave y la red hidrográfica se halla dominada por tres ríos: Chacuey, Masacre y Maguaca. Todos ellos fluyen en dirección S-N, siguiendo la tendencia general de la Hoja, de más a menos altura hacia el norte.

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 substrato 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

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

La Cordillera Central es el principal sistema montañoso de la isla y puede considerarse constituida por un macizo central y tres ramas principales. La Hoja al 1/50 000 de Dajabón comprende el piedemonte de los relieves pertenecientes al denominado macizo del Noroeste (De la Fuente, 1976). Esta unidad contrasta grandemente con su vecina la Llanura de Dajabón. Esta llanura está constituida por los valles de los ríos Chacuey y Masacre, ambos de poco calado y pendiente.

5.2.1.1. Formas estructurales

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

Las formas estructurales aparecen bien representadas en las zonas donde afloran materiales sedimentarios con diferentes respuestas a la erosión diferencial. Existen relieves estructurales desarrollados sobre las calizas de la Fm. Magua. Se trata de *superficies estructurales* y están definidas por la existencia de superficies regulares controladas por la existencia en el subsuelo de una capa dura, competente. En ocasiones la caliza llega a aflorar aunque es más frecuente que exista un recubrimiento edáfico o restos de capas menos competentes sobreimpuestas.

La fracturación tiene una incipiente expresión morfológica en la Cordillera Central y en de diversos segmentos de la red fluvial.

Las fallas con expresión morfológica se agrupan en torno a dos familias principales: NO-SE y NE-SO. Ninguna de las dos son especialmente abundantes.

Corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud puede alcanzar 10 km. En ocasiones, se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos o bien algún rasgo morfológico parece estar condicionado por una falla sin que se tenga la total certeza de su existencia, habiéndose representado en ambos casos como fallas supuestas.

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

5.2.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Central y la llanura de Dajabón tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la sierra es el producto de una larga evolución presidida por los procesos geodinámicos internos (ígneos y tectónicos) acaecidos a lo largo del periodo Cretácico-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y gravitacional.

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

5.2.2.1. Formas gravitacionales

Poca representación poseen los *coluviones*, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. En el ámbito de los cerros son frecuentes las caídas de bloques, que en algunos casos configuran vertientes de bloques; aunque la práctica totalidad de la zona montañosa es susceptible de sufrir este tipo de fenómenos, prácticamente no se han hallado zonas cuyas dimensiones permitan su cartografía.

5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

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

Se han identificado niveles de *terrazas*, en el río Masacre y Chacuey aunque su tamaño y distribución a dificultado su representación cartográfica obligando a agruparlas en conjuntos (medias y superiores).

Entre las formas erosivas se han reconocido importantes *aristas divisorias*.

5.2.2.3. Formas lacustres y endorreicas

Se hallan representadas únicamente por *lagunas*

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 incluyen los piedemontes que aparecen en la Hoja.

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y sedimentación. Por tanto las morfologías que se generan en los pedimentos son de carácter erosivo o mixto como los *glacis*.

Los glacis y los abanicos aluviales pueden estar íntimamente relacionados por lo que a veces surge un problema para diferenciarlos aunque desde un punto de vista morfogénico los abanicos se incluyen claramente en el sistema fluvial. Un abanico puede convertirse en un glacis como consecuencia del descenso del nivel de base y un aumento de la erosión que provoca su degradación y, a su vez, este puede quedar fosilizado por aportes posteriores formando un claro abanico. Se ha preferido describir el piedemonte que aparece al norte de la Hoja en la Llanura de Dajabón como glacis por diversas razones: en primer lugar para remarcar su origen poligénico; asimismo se ha tenido en cuenta que los glacis son propios de áreas con relieve poco contrastado, como es el caso, a diferencia de los abanicos, que son más abundantes en relieves enérgicos; el espesor del depósito es inferior a 1/100 de la longitud de la forma y presenta las mayores potencias, al menos aparentemente, en las zonas más distales, características más propias de los glacis; por último el considerar la peculiaridad climática de esta zona semiárida y seca, entorno más típico de los glacis que de los abanicos aluviales. De todas formas la adscripción de estas formas a abanicos aluviales de baja pendiente degradados también podría ser posible aunque por su génesis en la que participan procesos múltiples habría que incluirlos necesariamente en las formas poligénicas.

En la Hoja de Dajabón se han identificado diferentes de montes isla atendiendo principalmente a sus medidas. Los *relieves residuales* o *monadnoks* y los inselbergs estructurales. Los inselbergs o montes-isla son formas que responden a sierras, crestas y cerros o colinas aislados de las llanuras adyacentes. Existen inselbergs en diferentes formas y medidas, dependiendo grandemente de su estructura.

5.2.2.5. Formas antrópicas

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

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. Cantos, arenas y lutitas. Coluviones (a). Holoceno

En general se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa, excepto cuando ya están rodados en el área fuente. La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de sustrato de cada zona. 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. Son frecuentes en las vertientes adyacentes a las zonas altas de los glaciares de la Llanura de Dajabón y en las vertientes de los cerros y lomas de la Fm. Ámina Maimon en la parte centro oriental de La Hoja (Cerro Verde y Cerro Talanqueras)

5.3.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

5.3.2.1. Aluviones fluviales actuales y fondos de valle. (b). Holoceno

Los fondos de valle están constituidos fundamentalmente por arenas. Las arenas proceden predominantemente de la removilización de los mantos de alteración del sustrato granítico de la Cordillera Central. Las gravas, muy minoritarias, son de carácter polimíctico, contienen cantos de litología diversa predominando los de origen metamórfico e ígneo, siendo redondeados y heterométricos, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro medio comprendido entre 5 y 10 cm. El espesor, siempre estimado, dado que no existen cortes que permitan determinarlo con exactitud, puede variar notablemente en función del curso en cuestión; en los de mayor envergadura podría alcanzar 5 m.

5.3.2.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas inferiores. Holoceno medias y superiores.

Los materiales que forman las terrazas presentan características muy similares a las descritas en el caso de los aluviones actuales y fondos de valle. Las arenas proceden como

ya se ha avanzado de la removilización de los mantos de alteración del substrato granítico y cuando las condiciones de afloramiento lo permiten, como por ejemplo en diversas secciones a lo largo del río Masacre, muestran estratificaciones cruzadas claras. Las gravas, minoritarias, son de carácter polimíctico, contienen cantos de litología diversa predominando los de origen metamórfico e ígneo, siendo redondeados y heterométricos, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro medio comprendido entre 5 y 10 cm. Aunque no existen cortes completos que permitan determinar su espesor, sin duda éste puede variar notablemente en función del curso en cuestión; en los de mayor envergadura podría alcanzar 5 m.

5.3.3. Formaciones poligénicas

5.3.3.1. Bloques, gravas y limos. Glacis de piedemonte.

. En cuanto a su edad, corresponden al Holoceno.

5.3.3.2. Gravas heterométricas. Depósitos mixtos aluvial-coluviales.

Similares a las anteriores, corresponden al Holoceno.

5.4. Evolución e historia geomorfológica

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

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

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

Es evidente que en la mitad meridional de la Hoja, ubicada en la Cordillera Central, el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad. A partir de este momento, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa, pero muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar. En aquélla, 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.

6. HISTORIA GEOLOGICA

6.1. El arco de isla primitivo del Cretácico Inferior

Para comprender la historia geológica de la Hoja de Dajabón 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 Dajabón cubre los dominios de la Cordillera Central, Amina-Maimón, Magua-Tavera y Valle del Cibao, 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 Dajabón, Mao y Restauración, los 3 realizados 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 y la Fm. Amina-Maimón,
- La historia Cretácico Superior, con el desarrollo de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central,
- La historia post arco Cretácico Superior, bien registrada por los dominios de Magua y Valle del Cibao.

6.2. La historia pre-Cretácico superior

La historia geológica del Jurásico Superior y del 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 Amina-Maimón, que no está nunca al sur de la Zona de 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 *et al.* (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.

6.3. El 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). 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. Por lo menos en la zona de Dajabón este episodio volcánico está representado por litologías de composición bimodal, ácidas e intermedias. 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 la deposición de sedimentos (cherts y calizas finas), principalmente durante la etapa Campaniano.

Síncronos de esta actividad volcánica mencionada, existen numerosos cuerpos plutono-volcánicos 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 la parte sur de la Hoja de Dajabón y gran parte de las Hojas de Loma Cabrera, Santiago Rodríguez, Jicomé y Diferencia.

6.4. La historia post arco Cretácico Superior - Los Dominios de Magua-Tavera y Valle del Cibao

El dominio Magua-Tavera parece ser muy ligado a la actuación de la gran Falla de La Española entre Paleoceno y 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.. El relleno de la cuenca de Tavera ha sido controlado tectónicamente por las Fallas de Inoa y Ámina, que limitan 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 y el depósito de los sedimentos de la Cuenca neógena del Cibao.

En las Hojas adyacentes hay una aparente falta de registro, al norte de la Falla de La Española, que abarca desde el Cretácico Inferior hasta la parte alta del Paleoceno, pero en la Hoja de Dajabón se han encontrado, en la Fm. Magua, olistolitos de calizas con radiolítidos del Cretácico Superior. Dado que en las unidades situadas al sur no parecen haberse depositado sedimentos de plataforma carbonatada en esta edad, parece bastante probable que durante el Cretácico Superior se haya depositado sobre la Fm. Amina-Maimón una plataforma carbonatada con carácter, al menos en parte, arrecifal.

Durante el intervalo Paleoceno Superior-Oligoceno Inferior tendría lugar la actuación del gran desgarre senestro (Falla de la Española), que va a poner en contacto la Fm. Amina-Maimón con los materiales de la Cordillera Central.

En algún momento del Oligoceno, tras haber cesado el movimiento de la Falla de la Española, tiene lugar la elevación definitiva de la Cordillera Central en un régimen transpresivo con deformación avanzando en el tiempo, hacia el sur, borde en el cual va a dar lugar, algo más tarde, a la formación, ya en el Oligoceno Superior, de depósitos sintectónicos. El margen norte de la Cordillera, como consecuencia de la elevación, se va a ver incidido por una red fluvial que, con sentido sur-norte, va a excavar los valles en los que posteriormente se depositaran los conglomerados de la Fm. Bulla. El depósito de esta formación tiene lugar durante un ascenso relativo del nivel del mar, que va a provocar el relleno de los valles previamente excavados, probablemente de forma simultánea con la formación de los depósitos sintectónicos del borde sur de la Cordillera Central. Este ascenso tecto-eustático culmina con el depósito de la Caliza de Monción en la Hoja homónima, y tras él se produce una caída relativa del nivel del mar que da lugar a una discontinuidad. Los materiales temporalmente equivalentes a esta serie en la Hoja de Dajabón, no se conocen, pero probablemente están representados en profundidad por facies marinas someras.

Un nuevo ascenso relativo del nivel del mar tiene lugar durante el Mioceno Superior, coincidiendo con un cambio en estructuración de la cuenca, marcado por el accidente de Cana-Gurabo, y que va a hacer que la línea de costa y las facies más someras se sitúen no al sur, sino al oeste. A partir de este momento la cuenca parece estar afectada por una serie de fallas normales, perpendiculares a la dirección de la Cordillera Central. El máximo ascenso relativo del nivel del mar tiene lugar en la parte alta del Mioceno Superior, y tras él se produce una estabilización del nivel relativo del mar durante la cual se depositan las Calizas de Ahuyamas.

Una nueva caída del nivel del mar, tiene lugar en la parte más alta del Mioceno Superior, dando lugar a la discontinuidad de techo de la Fm. Cercado. Esta caída relativa es más acentuada al oeste del accidente Cana-Gurabo, mientras que al este está algo más atenuada por la mayor tasa de subsidencia que presenta este sector.

Coincidiendo casi con el límite Mioceno-Plioceno, pero todavía en el Mioceno terminal tiene lugar un nuevo ascenso relativo del nivel del mar, que da lugar al depósito de la Fm. Gurabo.

Una caída del nivel relativo del mar en la parte media-alta del Plioceno Inferior da lugar a la discontinuidad existente a muro de la Fm. Mao, al oeste de la Hoja de Mao y al depósito de las areniscas y margas de las Caobas, en las Hojas de Mao y Martín García. Esta caída del nivel es totalmente compensada por la subsidencia al oeste del accidente Cana-Gurabo, donde el ascenso relativo, iniciado con el depósito de la Fm. Cercado, continua hasta alcanzar su máximo en las proximidades del límite Plioceno Inferior-Medio. Este momento

coincide por una parte con el desarrollo de facies arrecifales al oeste del accidente Cana-Gurabo, y por otro con el inicio de un nuevo cambio en la estructuración de la cuenca a favor de la falla de Mao. En este momento parece iniciarse una nueva estructuración de la cuenca en sentido sur-norte, de modo que al este del accidente Cana-Gurabo las calizas recifales de Mao Adentro progradan tanto hacia el este como al norte. Este cambio de estructuración se completa en algún momento del Plioceno Medio dando lugar al depósito, al norte de la falla de Mao, de las facies de talud, con marcado carácter sintectónico extensional de la Fm. Mao. Aunque no se han conservado sedimentos coetáneos al sur de dicha falla es de suponer que se habrían depositado facies marinas someras, con carácter al menos en parte estuarino, en las que habría vivido la fauna somera que se encuentra resedimentada en la Fm. Mao. Este cambio en la estructuración de la cuenca, marcado por el depósito de grandes espesores de sedimentos en cuencas con disposición escalonada, en el Valle del Cibao, podría relacionarse con los movimientos iniciales de la Falla Septentrional y el consiguiente inicio del emplazamiento en la posición actual de los materiales que la conforman.

Las primeras evidencias de la emersión de la Cordillera Septentrional se relacionan con la serie de abanicos aluviales que afloran en el borde norte de la Hoja de Mao. Son estos los depósitos más antiguos (supuestamente pleistocenos) que contienen cantos procedentes de la Cordillera Septentrional en el Valle del Cibao. Es durante el depósito de estos materiales, o en un momento próximo, cuando el Valle del Cibao alcanza su estructuración actual con la situación de la línea de costa hacia el oeste y la creación del valle actual y el curso del río Yaque. La actividad tectónica en el valle del Cibao, relacionada con movimientos asociados a la Falla Septentrional, ha continuado hasta la actualidad, como atestiguan las numerosas fallas que afectan a materiales de edad cuaternaria, incluyendo la actual llanura de inundación.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA BORRADOR EN CURSO

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología.

La Hoja de Dajabón se ubica en el piedemonte septentrional de la Cordillera Central y el clima predominante es tropical húmedo de sabana, con dos temporadas de lluvias. En el sector norte el clima tiene ya las características de un clima casi seco estepario, correspondiendo al clima de la zona del valle inferior del Yaque del Norte

Los principales datos climáticos de la zona están ya citados en el capítulo 1.2 Situación geográfica. Las informaciones complementarias registradas en Dajabón son las siguientes:

	Temperatura °C			Altura de precipitaciones mm			
	media anual	máxima absoluta	mínima absoluta	media anual	máxima diaria	máxima mensual	máxima anual
Dajabón	26	38.2	11	1 346	285	575	1 882

7.1.2. Hidrografía.

El marco hidrográfico de la zona está ya descrito en el capítulo 1.2 Situación geográfica. En cuanto a los valores de caudales de los ríos, en la Hoja existen 3 estaciones de medidas:

Estación	río	Caudal medio anual	Superficie cuenca
Paso de la Palma	río Maguaca	2.78 m ³ /s	89 Km ²
La Espensa	río Chacuey	1.32m ³ /s	81 Km ²
La Aduana	río Dajabón o río Masacre	10.2m ³ /s	312 Km ²
Don Miguel	río Dajabón o río Masacre	3.68m ³ /s	162 Km ²

7.1.3. Descripción hidrogeológica

Las rocas metamórficas del de la Fm. Ámina-Maimón (Cretácico Inferior) tienen una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja, salvo en la franja meteorizada. Debido al espesor inframétrico de la franja meteorizada, el acuífero superficial es casi inexistente. En cuanto a la presencia de acuífero profundo, el material más competente de las metalavas ácidas y de las piroclásticas intersectadas por unas zonas de falla podría mejorar una porosidad de fracturas en grande, permitiendo así una permeabilidad débil. Las facies de esquistos verdes no tienen potencial de acuífero profundo. Localmente la presencia de sulfuros diseminados en esta formación puede generar una acidez de las aguas superficiales. Los metales de las mineralizaciones conocidas en Cerro Verde y Talanquera, por ejemplo, están disueltos por las aguas superficiales como lo demuestra la presencia de un gossan de cementación en el piedemonte meridional del Cerro Verde.

La extensión reducida de las rocas metamórficas del C. Duarte y los “*roof pendants*” scarnoides de la Fm. Tireo en las rocas intrusivas del batolito de Loma Cabrera no presentan un potencial hidrogeológico.

La serie vulcanosedimentaria de composición intermedia a ácida con intercalaciones de chert y las volcanitas (piroclastitas y cineritas) de la Fm. Tireo tienen una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja impidiendo el desarrollo de acuíferos. La intersección de las facies subintrusivas (pórfidos y lavas riolíticas) con los cherts más competentes, y la red de

fracturas y fallas, pueden favorecer la formación de una porosidad de fracturas a lo largo de estas zonas de fallas.

De la diversidad de los intrusivos caracterizados en el seno del batolito de Loma Cabrera resulta una heterogeneidad de las características hidrogeológicas.

Las dioritas y gabros presentan una permeabilidad y porosidad baja y los suelos desarrollados por encima son reducidos. La porosidad profunda, cuando existe, es una porosidad de fracturas a lo largo de las fallas.

Al contrario, las tonalitas desarrollan frecuentemente suelos arenosos de espesor variable que podrían alcanzar unas decenas de metros en el sector sureste y constituir así acuíferos superficiales de buena extensión. Sin embargo, la cobertura de suelos arenosos tiene una repartición variable; localmente las leucotonalitas poco meteorizadas, particularmente en el sector suroeste y a lo largo de los enjambres de diques aplopegmatíticos o básicos forman lomas con relieve suave. En profundidad, la porosidad y la permeabilidad son de tipo fractura a lo largo de los accidentes tectónicos y se califican de baja a media.

La diversidad litológica de las unidades constituyendo la Fm. Magua (Paleoceno - Eoceno Superior) no permite definir un criterio hidrogeológico para la formación. Las riolitas y brechas ácidas y las calizas masivas tienen extensiones muy reducidas y no constituyen una unidad hidrogeológica. Las pelitas y pizarras calcáreas se caracterizan por una porosidad y una permeabilidad baja; el suelo reducido impide la formación de un acuífero interesante. Los basaltos y las brechas basálticas tienen porosidad y permeabilidad media (basaltos) a alta (brechas) derivadas de la textura de las lavas o de las brechas. En estas facies, la meteorización desarrolla un suelo de espesor métrico a plurimétrico. Constituyen buenos acuíferos superficiales y profundos con buenas condiciones de abastecimiento en aguas superficiales. Los conglomerados y brechas constituyen también un acuífero de porosidad y permeabilidad media a alta; con los basaltos, 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 calizas masivas de la Fm. Magua fracturadas por la Zona de Falla de La Española presentan una permeabilidad de fractura mejorada por la carstificación. Sin embargo, la superficie de los relieves carstificados es reducida.

De las formaciones del Mioceno, el conglomerado Bulla tiene las mejores características para constituir un acuífero favorable. A pesar de su heterogranularidad, la porosidad intergranular es alta debido a la composición arenosa de la matriz. Está limitado al muro por

el contacto con las formaciones impermeables del C. Duarte, de la Fm. Tireo y de los intrusivos no meteorizados del batolito de Loma Cabrera. Su ubicación en el piedemonte de la Cordillera Central le permite ser alimentado por las aguas superficiales que corren por encima de las formaciones poco permeables del batolito. También puede conectarse con los acuíferos de las interdigitaciones de los niveles arenosos y conglomeráticos de la base de la Fm. Cercado.

La Fm. Cercado (Mioceno Medio a Superior) integra dos unidades con características hidrogeológicas diferentes.

La unidad inferior corresponde a alternancias de lutitas y siltitas, con intercalaciones de arenas y conglomerados. De hecho, las zonas de exposición de esta unidad se caracterizan por una red hidrográfica de muy baja densidad y son superficies de drenaje que secan rápidamente después de las precipitaciones, lo que traduce una fuerte infiltración por una porosidad y permeabilidad. Esta unidad puede caracterizarse como acuífero de buena calidad en profundidad, con alta permeabilidad y porosidad. A la diferencia del conglomerado Bulla, los niveles conglomeráticos son de granulometría homométrica favoreciendo porosidad y permeabilidad. Pero la discontinuidad de dichos niveles conglomeráticos y la presencia de intercalaciones de siltitas no favorece la permeabilidad a nivel de la unidad, dándole la característica de acuífero compartimentado.

La unidad superior, constituida por alternancias de margas con intercalaciones de limolitas, areniscas y conglomerados, tiene la misma característica de unidad compartimentada. Su geometría horizontal, con intercalaciones de margas, disminuye fuertemente su permeabilidad vertical y, de hecho, su potencial de abastecimiento por las aguas superficiales. Estos niveles de margas acentúan también la compartimentación entre los niveles conglomeráticos de alta porosidad, debido a la fuerte homogeneidad y esfericidad de los cantos conglomeráticos.

Las calizas arcillosas biotécnicas y las calcareniscas de la Fm. Gurabo (Mioceno Superior – Plioceno Medio) constituyen una meseta localmente carstificada. A la escala de la unidad, la porosidad es media, por fracturación a lo largo de la red de disolución cárstica e intergranular en los niveles de calcareniscas. El alto porcentaje de matriz arcillosa reduce esta porosidad potencial a un nivel bajo para la unidad.

Las margas de la Fm. Gurabo, por su composición arcillosa, actúan como obstáculo a la circulación del agua de los acuíferos infrayacentes y suprayacentes, dando al conjunto calizas y margas de la Fm. Gurabo una porosidad y permeabilidad muy bajas.

El cuaternario en su conjunto presenta una porosidad y permeabilidad altas. Sin embargo, las diferentes facies y la disposición topográfica inducen variaciones de las características hidrogeológicas.

Los coluviones de piedemonte y los coluviones y aluviones interestratificados, constituyen materiales de porosidad y permeabilidad media, debido a la heterometría de los clastos y presencia de una fuerte proporción de arcillas en la matriz. La fuerte heterometría de los clastos permite una infiltración notable en los metros superficiales, que baja rápidamente con el taponamiento de la porosidad por las arcillas. Sin embargo, los coluviones del sector de San Miguel, constituidos por arenas graníticas de granulometría más homométricas, podrían constituir un acuífero superficial interesante, en relación con la franja arenosa de meteorización de las mismas tonalitas.

A una escala menor, los coluviones cuarzosos, que rodean la Fm. Ámina-Maimón en los sectores de Cerro Talanqueras y Cerro Verde, forman pequeños acuíferos, almacenando las aguas que bajan de los Cerros constituidos principalmente por esquistos con las reservas ya emitidas acerca de la calidad química de dichas aguas, debido a la presencia de sulfuros. Las terrazas aluviales están constituidas por material de alta porosidad y permeabilidad, constituyendo planicies con un fuerte drenaje, pero de extensión reducida.

Los glaciares aluviales desarrollados en el valle de Dajabón, están constituidos por arenas finas y limos, depositados por los flujos laminares de agua. La porosidad es media y la permeabilidad baja, por acumulaciones de nivellillos de material arcilloso depositados durante el decrecimiento de los flujos laminares. La utilización de estos glaciares para los cultivos por riego confirma estas características

Las llanuras de inundaciones subhorizontales están constituidas por un material fino silteoso a arcilloso. En el valle del río Masacre esta llanura está ocupada por cultivos de riego.

Generalmente, este material cubre decenas de metros de paleo-aluviones arenosos del río principal. Los aluviones, cubiertos por debajo de la cobertera silteo-arcillosa, están generalmente constituidos por arenas de granulometría homométrica, de grano grueso a medio, comparable a los aluviones del río principal y constituyen acuíferos conectados con la red hidrográfica de superficie. Estos acuíferos pueden formar volúmenes importantes en el valle del río Masacre, tomando en cuenta lo señalado anteriormente, que este valle, si es ancho, tiene una profundidad reducida. Este tipo de acuífero está sujeto a las variaciones de alimentación por la red hidrográfica y poco protegido del punto de vista calidad bacteriológica y sobretodo química (abonos y pesticidas) en esta zona de cultivos intensos.

Los depósitos de fondos de valle, con alta porosidad y permeabilidad, pero volúmenes reducidos, representan un potencial acuífero bajo.

7.2. Recursos minerales

7.2.1. Aspectos generales históricos

Las formaciones vulcanosedimentarias de Tireo y Ámina-Maimón han sido objeto de investigaciones mineras para oro y metales bases (cobre principalmente) durante el Siglo XX. Los basaltos de la Fm. Magua contienen varias ocurrencias de cobre fisural, principalmente en la Zona de Falla La Española.

Unos indicios de oro aluvial se conocen en los aluviones actuales provenientes de la erosión de la Fm. Tireo o más escasamente en los materiales conglomeráticos de la Fm. Bulla.

El potencial de sustancias no metálica comprende:

- gravas y arenas explotados en canteras en las capas conglomeráticas o arenosas de las formaciones. Cercado y Bulla
- depósitos aluviales actuales o neógenos
- áridos explotados en pequeñas canteras en las gabro-dioritas y brechas basálticas de la Fm. Magua.
- calizas masivas de la Fm. Magua; podrían constituir un potencial de rocas ornamentales después de estudios previos de calidad y mercado.

Un factor favorable al desarrollo de recursos no metálicas es la vecindad del puerto de Manzanillo en agua profunda, actualmente en actividad.

La Fig. 41 presenta la ubicación y un resumen de la descripción de los indicios levantados durante la cartografía geológica y detallado en el mapa de los recursos minerales.

7.2.2. Minerales metálicos y no metálicos

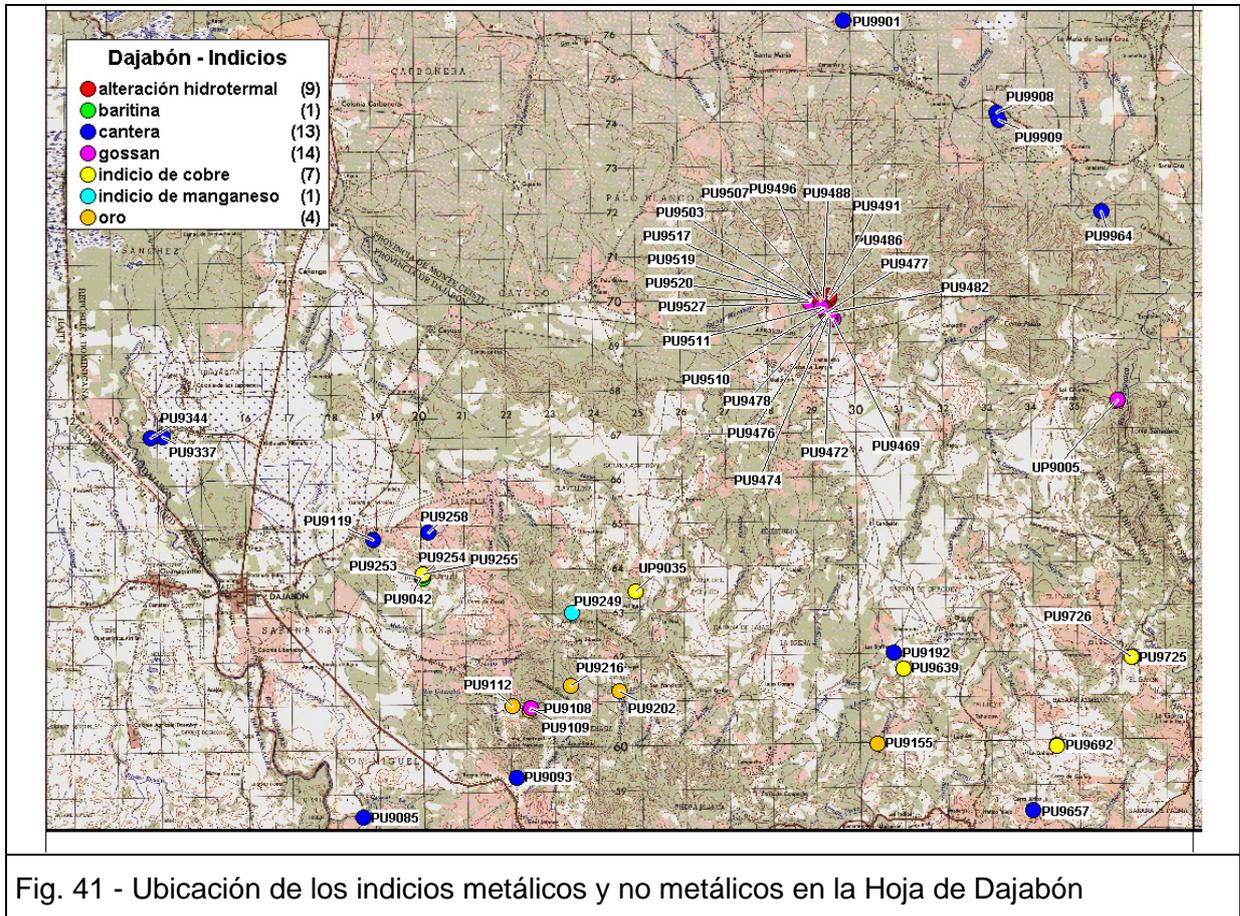


Fig. 41 - Ubicación de los indicios metálicos y no metálicos en la Hoja de Dajabón

7.2.3. Descripción de las sustancias

Las formaciones vulcanosedimentarias de Tireo y Ámina-Maimón han sido objeto de investigaciones mineras para oro y polimetálicos (calicatas, sondeos destructivos y con recuperación de testigos). Los dos sectores principales son los gossans de Cerro Verde en el centro de la Hoja y Talanquera, en el borde oriental. Se trata de gossans (Foto 76 a Foto 79) in situ o transportados (coluviones) con zonas de alteraciones hidrotermales intensas (argilitización, cloritización, silicificación y sulfuros diseminados, pirita principalmente).



Foto 76 - Los Amaceyes-Los Pinitos. Gossan: riolitas y esquistos verdes bandeados, hidrotermalizados, investigados por empresas mineras en los años 1990. (03MJ9041: Lat: 19,57903; Long: -71,51334)



Foto 77 - Los Amaceyes-Los Pinitos. Gossan (P=1m) Sondeo Dirección=N50°E; Inclinación= 45°NE (03MJ9073: Lat: 19,57235; Long: -71,5029)

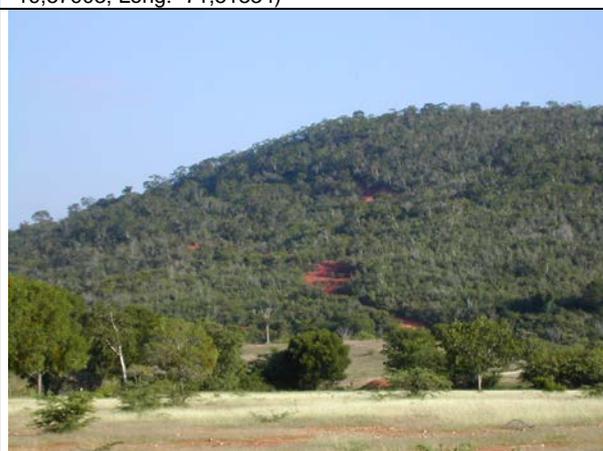


Foto 78 - Cerro Verde: Vista del conjunto gossanizado de Cerro Verde con plataforma de sondeo (Años 1990) (03MJ90100: lat: 19,60608; Long: -71,57548)



Foto 79 - Cerro Verde: Gossan rojo y zona con alteración blanquecina;. Alteración hidrotermal (cuarzo, sericita, etc.). plataforma de sondeo de los años 1990. (03MJ90113: Lat: 19,60667; Long: -71,58011)

Los depósitos aluvionares ubicados río abajo de las exposiciones de la Fm. Tireo fueron objeto de pequeñas explotaciones artesanales de oro aluvial hasta los años 1990. Están ligadas a los cherts de la Fm. Tireo. Estos cherts están frecuentemente hidrotermalizados y mineralizados como lo demuestra la presencia de gossans y localmente de baritina. En un indicio se supone una explotación *in situ* con una trinchera y pozos antiguos (indicio : 03PU9216 Lat :19.52992 - Long:-71.63528).

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Gossan	03PU9482	19.60582	-71.57857	Metacineritas o tobas ácidas sericiticas blanquecinas a gris poca silicificadas muy plegadas	Fm. Ámina-Maimón: Esquistos verdes volcano-sedimentarios
Gossan	03PU9503	19.60862	-71.58271	Esquistos rojizos rojos con alta proporción de óxidos de hierro	
Gossan	03PU9511	19.60694	-71.58049	Tobas silicificadas y mineralizadas en óxidos de hierro	
Gossan	03UP9005	19.58814	-71.51611	Bloques de tobas riolíticos y riolitas hiperhidrotermalizadas (sulfuración / silicificación / sericitización) unos bloques de esponjas silíceas	
Gossan	03PU9469	19.60443	-71.57796	Lentes de cuarzo en metaesquistos mineralizados en óxidos de hierro	
Gossan	03PU9472	19.60474	-71.57865	Gossan brechoide con clastos dm de cuarzo blanco y bloques m de esquistos silicificados en matriz de óxidos de Fe (oligista y hematita)	
Gossan	03PU9474	19.60510	-71.57887	Gossan brechoide con clastos dm de cuarzo blanco y bloques m de esquistos silicificados en matriz de óxidos de Fe (oligista y hematita)	
Gossan	03PU9517	19.60813	-71.58297	Gossan naranja en esquistos silicificados con alta mineralización en óxidos de hierro	
Gossan	03PU9519	19.60821	-71.58322	Plataforma 21 sondeo vertical RCH13 en gossan	
Gossan	03PU9527	19.60791	-71.58319	Gossan de óxidos de hierro en metatobas o cineritas silicificadas y con alta diseminación de óxidos de hierro	
alteración	03PU9476	19.60548	-71.57931	Metacineritas con argilitización intensa	
alteración	03PU9477	19.60581	-71.57965	Metacineritas con argilitización intensa	
alteración	03PU9478	19.60568	-71.57947	Falla con alta argilitización blanca	
alteración	03PU9507	19.60818	-71.58085	Metatobas o dacitas silicificadas naranjas con disolución de los feldespatos	
alteración	03PU9510	19.60673	-71.57997	zona de alteración arcillosa blancas	
alteración	03PU9486	19.60853	-71.57887	Metacineritas o tobas ácidas sericiticas clara con argilitización intensa	Fm. Ámina-Maimón : Metalavas y piroclastitas asociadas
alteración	03PU9488	19.60856	-71.58007	Metacineritas o tobas ácidas sericiticas blancas a verdosa con argilitización	
alteración	03PU9491	19.60937	-71.57887	Zona de alta alteración arcillosa blanquecina con lentes de tobas silicificadas y con boxworks de pirita	
alteración	03PU9496	19.60890	-71.58029	Pequeña zona de alta alteración arcillosa blanquecina	Fm. Ámina-Maimón : Metalavas (riolitas, riolodacitas, dacitas) y piroclastitas asociadas
Gossan	03PU9042	19.55191	-71.66780	bloques de gossan con 30% de boxworks de pirita y bloques de chert blanquecinos baritina señalada y alteración rojiza del suelo	Fm. Tiro: metabrechas y tobas intermedias
Gossan	03PU9254	19.55223	-71.66736	Loma en chert con gossan con mucho boxworks de pirita y óxidos de cobre y de hierro	

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Gossan	03PU9109	19.52520	-71.64398	Cerrito: fuente de gossan asociado a nivel de chert bandeado con sílice blanca,	Fm. Tireo: chert
Oro	03PU9112	19.52562	-71.64797	Lavadero de oro: Arroyos Higuero y Aguadulce	Cuaternario : aluviones fluviales actuales
Oro	03PU9216	19.52992	-71.63528	Trincheras y pozos y unos niveles dm de chert presencia de pirita y de niveles con óxidos de hierro y boxworks de pirita	Fm. Tireo: chert
Oro	03PU9155	19.51812	-71.56832	Terraza del río Chacuey con cantos muy redondos dm que parecen haber sido trabajado para oro	Cuaternario : terrazas aluviales
Oro	03PU9202	19.52874	-71.62450	Indicio de oro aluvial y coluvial en las orillas del arroyo	Cuaternario : aluviones fluviales actuales
indicio de cobre	03PU9255	19.55248	-71.66734	Bloque de gossan con óxidos de Cobre en bloques de brecha tectónica con óxidos de hierro	Fm. Tireo : metabrechas y tobas intermedias
indicio de cobre	03PU9108	19.52478	-71.64402	Gossan asociado a nivel de chert con sílice blanca, boxworks de pirita, óxidos de hierro y frecuentes manchas de óxidos de cobre	Fm. Tireo: chert
baritina	03PU9253	19.55175	-71.66755	Bloques de baritina blanca en masas bien cristalizadas asociada con bloques de gossan ferruginoso (Chert muy piritoso)	Fm. Tireo: chert
indicio de manganeso	03PU9249	19.54469	-71.63487	Alternancias cm a dm de pelitas carbonatadas negras y cherts gris negros con óxidos de manganeso pulveroso marrón negro	Fm. Tireo : chert calcáreos
indicio de cobre	03PU9726	19.53571	-71.51293	Cantera en zona en basaltos vacuolares machacados gris verdoso azulado con óxidos de cobre	FmMagua : Basaltos
indicio de cobre	03UP9035	19.54894	-71.62103	Indicio fisural de óxidos de cobre verdosos, malaquita y crisocola; diaclasas en basaltos	
indicio de cobre	03PU9639	19.53337	-71.56271	Vetillas de cuarzo y lentes silicificadas con mineralización discreta en óxidos de cobre	
indicio de cobre	03PU9691	19.51773	-71.52912	Lente de 50cm de cuarzo blanco en diorita, con óxidos de cobre en las diaclasas	Intrusivo : Dioritas y gabros
indicio de cobre	03PU9692	19.51771	-71.52912	Bloque de cuarzo gris blanco con óxidos de cobre	

Tabla 7 - Descripción y ubicación de los indicios de oro y polimetálicos de la Hoja de Dajabón.

7.2.4. Rocas industriales y ornamentales

Las canteras de áridos son de extensión limitada y de carácter intermitente. Las unidades y formaciones interesantes son las meta-andesitas de la Fm. Ámina-Maimón, las dioritas, gabros y rocas ultramáficas del batolito de Loma Cabrera y unas lavas o brechas volcánicas de la Fm. Tireo.

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Cantera	03PU9093	19.51104	-71.64698	Cantera de material de ripio en lentes de ultramáficas en dioritas y gabros	Intrusivo : Dioritas y gabros
Cantera	03PU9085	19.50293	-71.68028	río la Piña : cantera de arena aluvial	Intrusivo : Cuarzodiorita y tonalitas
Cantera	03PU9192	19.53658	-71.56470	Cantera de material de ripio en hornblendita piroxenitas magnética muy machacada	Intrusivos máficos : piroxenitas y gabro de cumulados
Cantera	03PU9119	19.55940	-71.67837	Cantera de material de ripio en lava verdosa gris localmente porfírica evluando en brecha	Fm. Tireo : metabrechas y tobas intermedias
Cantera	03PU9258	19.56094	-71.66628	Cantera de material de ripio en lavas porfírica andesítica	Fm. Tireo : metabrechas y tobas intermedias
Cantera	03PU9337	19.58046	-71.72414	Cantera abandonada en dacita o microdiorita	Fm. Tireo Tobas y lavas riolíticas a riodacíticas
Cantera	03PU9344	19.58031	-71.72678	Cantera en lavas o tobas dacíticas a riodacíticas con cuarzo azulado riolíticos	Fm. Tireo Tobas y lavas riolíticas a riodacíticas
Cantera	03PU9725	19.53575	-71.51275	Cantera en zona hipermachacada en basaltos gris verdoso azulado vacuolares	FmMagua : Basaltos
Cantera	03PU9964	19.62658	-71.51951	Cantera en nivel irregular amarillento blanquecino de 3m de calizas brechoides	Fm. Gurabo : Margas y calizas margosas
Cantera	03PU9908	19.64671	-71.54233	Cantera en material aluvial constituido de alternancias dm a semim de arenas finas y siltitas de color amarillenta y arenas gruesas conglomeráticas con matriz arenosa amarillenta	aluviones fluviales actuales
Cantera	03PU9909	19.64520	-71.54190	Cantera en material aluvial constituido de alternancias bim de arenas gruesas y	Cuaternario : coluviones de piedemonte
Cantera	03PU9901	19.66540	-71.57577	Pequeña cantera en material brechoide de color gris verdoso	Cuaternario : Glacis aluvial

Tabla 8 - Descripción y ubicación de los indicios no metálicos en la Hoja Dajabón

7.2.5. Potencial minero

El potencial minero de la Hoja de Dajabón está ligado a las formaciones vulcanosedimentarias de Tireo y Ámina-Maimón. Las impresas mineras nacionales o internacionales ya han investigado las mineralizaciones de oro y metales bases (Cu principalmente) en la Hoja de Dajabón y en el resto de la República Dominicana, donde se conocen yacimientos o indicios importantes de sulfuros masivos (Cu-Zn-Au-Ag de Maimón) o de oro epitermal (Restauración).

Las rocas ultrabásicas también podrían presentar un interés para los platinoideos.

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. Relación de los L.I.G.

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

8.2. Relación de los L.I.G.

Las ubicaciones de los lugares de interés geológico están indicadas en el mapa presentada en la Fig. 42 y sus características respectivas resumidas en la Tabla 9.

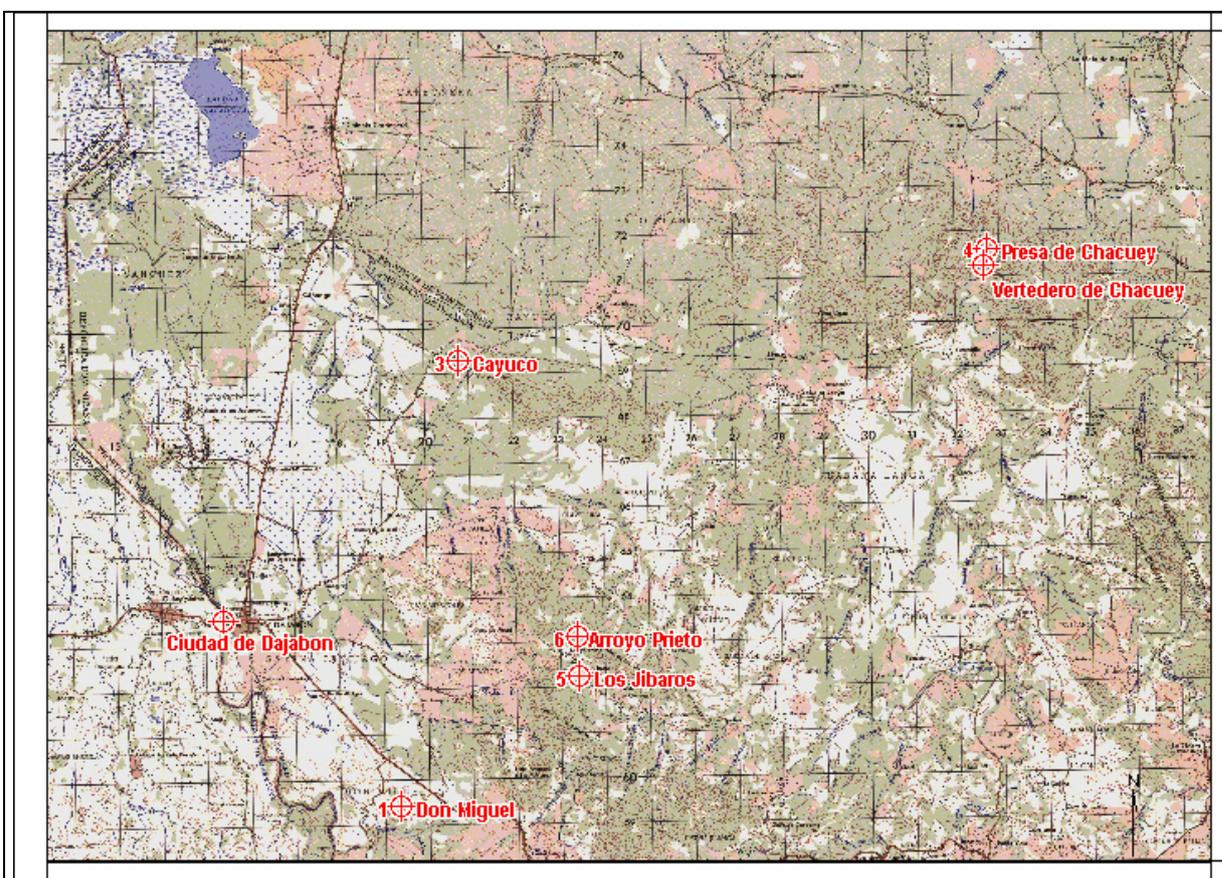


Fig. 42 - Mapa de ubicación de los L.I.G. de la Hoja de Dajabón

Nº de LIG	Lat. (°dec) WGS84	Long (°dec) WGS84	Provincia	Municipio	Paraje
1	19.51056	-71.67356	Dajabón	Dajabón	Don Miguel
2	19.54772	-	Dajabón	Dajabón	Ciudad de Dajabon

		71.71177			
3	19.60021	71.66145	- Dajabón	Dajabón	Cayuco
4	19.62263	71.54771	- Monte Cristi	La Mata Santa Cruz	Presa de Chacuey
5	19.53676	71.63546	- Dajabón	Dajabón	Los Jibaros
6	19.54486	71.63594	- Dajabón	Dajabón	Arroyo Prieto

Tabla 9 - Situación y coordenadas de los L.I.G de la Hoja de Dajabón

8.3. Descripción de los Lugares

8.3.1. L.I.G. N° 1: Don Miguel Afloramiento típico de las leucotonalita del Batolito de Loma de Cabrera

El punto es fácilmente accesible por la carretera sin asfaltar que entra a mano izquierda a 6.6 km de Santiago de la Cruz en rumbo hacia Dajabón (Fig. 42). Las leucotonalitas se presentan en bolas y bloques redondos de unos metros cúbicos (Foto 81) que se meteorizan en una arena cuarzoza característica. El estudio microscópico de la muestra proveniente del afloramiento revela una leucotonalita ígnea granuda, holocristalina con componentes principales: plagioclasas, cuarzo y biotita; secundarios : clorita sericita epidota y entre los componentes accesorios se nota feldespatos potásicos (microclina). Esta leucotonalita está cortada por una serie de diques básicos y félsicos. La leucotonalita forma una loma de 80 m de alto, donde el panorama se extiende hacia el norte, dominando todo el valle aluvial del río Masacre hasta la laguna Saladilla y el Océano visible con cielo despejado (Foto 80).



Foto 80 - (03PU9090) Paisaje hacia Dajabón



Foto 81 - (03PU9089I)
alteración en bolas de la leucotonalita

8.3.2. L.IG. N° 2: Dajabón Valle del Rio Masacre

El puente que cruza el Rio Masacre entre las ciudades de Dajabón y Guanaminthe en la República de Haití constituye un punto de interés en varios aspectos.

Se observa el valle aluvial del río con su llanura de inundación que se extiende en ambos lados del río.

El río Masacre constituye un lugar histórico para La República Dominicana y Haití: el 27 de septiembre 1937 las milicias del General Trujillo organizaron la matanza de 30.000 haitianos ilegales en la zona fronteriza. Ahora las relaciones son amistosas como atestiguan los mercados bilaterales organizados cada lunes y viernes en las calles próximas al puente.



Foto 82 - (DAJ_MAS21) - El puente del río masacre en la ciudad de Dajabón erosionando su llanura de inundación



Foto 83 - (03PU9089) - El río Masacre en la ciudad de Dajabón al fin de un día de mercado

8.3.3. L.IG. N° 3: Cayuco : Basaltos y calizas de la Fm. Magua

El poblado de El Cayuco está ubicado a 8.3 km al NE de Dajabón. El glacis aluvial del valle de Dajabón se observa a nivel del aerodromo (Fig. 42).

La carretera sin asfaltar que conduce a El Cayuco atraviesa un antiguo campo de tiro antes de pasar entre dos lomas poca elevadas constituidas de calizas micríticas eocenas de color café con una meteorización en lapiaz característica. Al norte de la carretera una cantera de áridos está abierta en los basaltos de la Fm. Magua. Los basaltos y brechas están muy fracturados (Foto 84), con una red de fracturas de dirección dominante NO-SE, y relleno de caliche. El contacto con las calizas ubicadas al Norte está tapado por la vegetación. Sin embargo el cambio brusco de vegetación y topografía indica un contacto nítido entre los basaltos y las calizas, correspondiendo a una de las ramas de la Zona de Falla de la Española.



Foto 84 - (03PU9293) - Cantera de árido del Cerro Cayuco: brechas basálticas muy fracturadas por la ZFLE con vetillas blancas de caliche.

8.3.4. L.I.G. N° 4: Presa de Chacuey : Contacto de las formaciones Cercado y Gurabo

Desde El Carnero, a 6 km de La Mata de Santa Cruz, se llega al L.I.G. N° 4a por una carretera de tierra que lleva al sitio de la presa de Chacuey (Fig. 42). Al nivel de la puerta de entrada de la presa se puede observar el contacto de las calizas de la Fm. Gurabo por encima de las margas y lutitas de la Fm. Cercado. La Fm. Gurabo esta constituida por una serie de más de 20 m calizas arrecifales muy fosilíferas con debris de corales en ramas, ostras y bivalvos con matriz arcillosa, con localmente láminas cruzadas de media a gran escala. Sobreyacen la Fm. Cercado constituida por niveles horizontales de areniscas gris-marrón-naranja, de grano fino a medio, y intercalaciones centimétricas lenticulares, de composición más carbonatada, bien visibles en el borde sur del muro de la presa (Foto 85).

El punto 4b corresponde a los bordes del vertedero de la Presa. Esta ubicado a 400 m al sur del punto 4a y se observan los niveles de Arcas (Foto 88) en las capas de lutitas y siltitas carbonatadas. Estas Arcas están descritas en la literatura como características de la parte terminal de la Fm. Cercado (Maury C. J., 1917).



Foto 85 - (03PU9941) - Carretera de la presa de Chacuey: capas de calizas arrecifales y calizas arcillosas biodetríticas por encima de las areniscas de la Fm. Cercado



Foto 86 - (03PU9944) - Entrada de la presa de Chacuey: calizas arcillosas blanquecinas, poco fosilíferas y por encima calizas brechoides muy fosilíferas con debris de corales, ostras bivalvos poco compactadas, y matriz arcillosa de calcarenitas



Foto 87 - (03PU9960) - Pie del muro de la presa de Chacuey: areniscas gris-marrón-naranja, horizontales, con lentejones composición más carbonatada. Se notan los drenajes de prevención de la represa



Foto 88 - (03PU9952) - Vertedero de la presa Chacuey: Niveles característicos del techo de la Fm. Cercado constituidos por un nivel lumaquelicos de ostras Arcas, en las lutitas y siltitas carbonatadas

8.3.5. L.IG. N° 5: Los Jíbaros : pórfido

El pórfido de Los Jíbaros (03PU9024) está ubicado a 7.7 km de Dajabón, entre Dajabón y Los Indios (Fig. 42). El pórfido riolítico es de color verde claro, masivo, con fenocristales milimétricos a semicentimétricos bien visibles de cuarzo, feldespato y anfíbol; la mesostasia es afanítica (Foto 89). En su borde norte, el domo intercepta claramente un nivel de chert plegado (punto 03PU9025).

Las medidas de dataciones realizadas en esta facies por el método del U-Pb dieron como resultados 91.3 ± 2.1 Ma.



Foto 89 - (03PU9024) - Los Jíbaros : subintrusivo riolítico con fenocristales cm de cuarzo de sección hexagonal, en una matriz afanítica de color gris claro verdoso; alteración arcillosa y sericítica

8.3.6. L.I.G. N° 6: Arroyo Prieto : Panorama de la parte norte de la Hoja de Dajabón

El L.I.G. N° 6 se ubica a un kilómetro al norte del L.I.G. N° 5, en la ribera izquierda del Arroyo Prieto (Fig. 42). Desde la loma constituidas por las lavas riolíticas de la Fm. Tireo en contacto con las calizas silicificadas de la misma formación se abarca toda la zona norte de la Hoja de Dajabón (Foto 90).

Resaltan al oeste las calizas masivas de la Fm. Magua del Cerro Cayuco. En el segundo plano se extiende el llano de Sabana Larga, desarrollada encima de las Margas y lutitas del techo de la Fm. Cercado. Atrás, dominando este llano, resaltan los cerros Verde y Talanquera, constituidos por metavolcanitas hidrotermalizadas y mineralizadas en oro de la Fm. Ámina-Maimón. Entre los dos cerros, en el último plano, se destaca la meseta horizontal del Cerro Pelao constituido por niveles horizontales de calizas arrecifales de la Fm. Gurabo.



Foto 90 - Arroyo Prieto : Vista panorámica desde el NO hacia el este

BIBLIOGRAFÍA

AMARANTE, J.F. & GARCIA, J.M., 1990. Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranja. 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.

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 Laboratoire of Foraminiferal Research, Special Publication*, 25, p. 1-322.

BOISSEAU, M., 1987. Le Flanc Nord-Est De La Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles) : Un Edifice De Nappes Cretace Polyphase. Doctorat d'Etat. Université de Paris VI. p. -214.

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.

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

BURKE, K., FOX, P. J. & SENGOR, A. M. C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research, A, Space Physics*, 83, p. 3949-3954.

BURKE, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 201-230.

BYRNE, D. B., SUAREZ, G. & MCCANN, W. R., 1985. Muertos Trough subduction; microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature (London)*, 317, p. 420-421.

CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B., 1995. Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage). *Marine Geophysical Researches*, 17, p. 63-95.

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.

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.

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 Hispaniola; Geological Society of America, 1989 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 21, p. 267.

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

DE LA FUENTE, S., 1976. Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj, Santo Domingo. p. 1-272

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

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1991. Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 265-279.

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1999. Cenozoic El Mamey Group of northern Hispaniola; a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America-Caribbean Plate boundary zone; Caribbean basins. *Sedimentary Basins of the World*, 4, p. 247-286.

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; Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 217-263.

DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. & WALD, D. J., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean; oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. *Special Paper - Geological Society of America*, 326, p. 1-61.

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, 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, G., & LEWIS, J., 1995. Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Española: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. Port of Spain, Trinidad Tobago. Transactions, 14th Caribbean Geological Conference.

DRAPER, G., GUTIERREZ, G. & LEWIS, J. F., 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt; orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology (Boulder)*, 24, p. 1143-1146.

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1980. Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schist, northern Dominican Republic. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 9, p. 53-64.

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 Minería. p. 1-23.

ESCUDEY VIRUETE, J., 2004. Petrología y geoquímica de rocas ígneas y metamórficas del bloque K (zonas este y suroeste) - Hojas de Dajabón, Martín García, Loma De Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero. Programa Sysmin, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

ESCUDEY VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., DRAPER, G., GUTIERREZ, G., LEWIS, J. F. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño - The metamorphism and structure of the Maimón Formation and Duarte and Rio Verde Complexes, Dominican Central Cordillera: implications for the structure and evolution of the primitive Caribbean Island Arc. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 123-162.

EVANS, B. W., 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, p. 3-23.

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).

HANMER, S. & PASSCHIER, C., 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada*, 90-17, p. 1-72.

HANSEN, J., SKJERLIE, K. P., PEDERSEN, R. B. & DE LA ROSA, J., 2002. Crustal melting in the lower parts of island arcs; an example from the Bremanger granitoid complex, West Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, p. 316-335.

HERNAIZ HUERTA, P.P., 2000. Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Arroyo Caña). [6072-III]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

HERNAIZ HUERTA, P. P. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana - Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 183-205.

HORAN, S., 1995. The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Amina schists, Cordillera Central, Dominican Republic. Unpublished MSc Thesis. Univ. of Florida, Gainesville. p. 1-172.

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.

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. Petrología del área de Restauración, República Dominicana. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geológica del Caribe*, 10, p. 445-453.

JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., & FONDEUR, L., 1998. Proyecto depósitos auríferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.

KESLER, S. E., LEWIS, J. F., JONES, L. M. & 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., LEWIS, J. F., JONES, L. M. & WALKER, R. L., 1977b. Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, p. 91-99.

KESLER, S. E., RUSSELL, N., POLANCO, J., MCCURDY, K. & CUMMING, G. L., 1991a. Geology and geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 187-201.

KESLER, S. E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. & FONDEUR, L., 1991b. Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 173-185.

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

KESLER, S. E., SUTTER, J. F., BARTON, J. M. & SPECK, R. C., 1991c. Age of intrusive rocks in northern Hispaniola. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 165-172.

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., 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 105, p. 8403-8421.

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 volcanoclastic rocks of the Tiroe 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., HERNANDEZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ, DRAPER, G. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 81-122.

LEWIS, J. F. & 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 República 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.

LUDWIG, K. R., 2003. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, 4,

MANN, P., DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991a. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 1-28.

MANN, P., DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991b. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola; preface. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. vii-xvii.

MANN, P., TAYLOR, F. W., EDWARDS, R. L. & KU, T. L., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults; an example from the northeastern Caribbean Plate margin. *Tectonophysics*, 246, p. 1-69.

MARCANO, E., 1984. El conglomerado Bulla. *Museo Nac.Hist.Nat.Public.Esp.*, Santo Domingo, 1, p. 1-16.

MASSON, D. G. & SCANLON, K. M., 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154.

MAURY, C. J., 1917. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 30, p. 1-43.

MAURY, C. J., 1931. Two new Dominican formational names. *Science (N.S.)*, 73, p. 42-43.

MCCLAY, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. En: McClay K. R. ed. Thrust tectonics, Chapman and Hall. p. 419-434.

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 Minería. 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: Nairn and Stehli F. eds. The Ocean Basins and Margins,

PARRISH, J. T., ZIEGLER, A. M. & SCOTSE, 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.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J., 1996. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany (DEU), Federal Republic of Germany (DEU).

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

PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe R. S. ed. Andesites; orogenic andesites and related rocks, John Wiley & Sons, Chichester, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR)

PEARCE, J.A., HAWKESWORTH, C.J., & NORRY, M.J., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins; Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester. United Kingdom. United Kingdom (GBR), Shiva Publ., Nantwich, United Kingdom (GBR). Shiva geology series. 1983.

PEARCE, J. A. & NORRY, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, p. 33-47.

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.

PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A. & HERNAIZ HUERTA, P. P., 2002. Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean Plate, Dominican Republic

- Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 77-78.

PINDELL, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. Caribbean geology: An introduction, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.

PINDELL, J.L. & 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)

PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2, p. 397-410.

RENNE, P. R., SWISHER, C. C., DEINO, A. L., KARNER, D. B., OWENS, T. & DEPAOLO, D. J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145, p. 117-152.

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.

SIGMARSSON, O., MARTIN, H. & KNOWLES, J., 1998. Melting of a subducting oceanic crust from U-Th disequilibria in austral Andean lavas. *Nature (London)*, 394, p. 566-569.

SMITH, I. E. M., WORTHINGTON, T. J., STEWART, R. B., PRICE, R. C. & GAMBLE, J. A., 2003. Felsic volcanism in the Kermadec Arc, SW Pacific; crustal recycling in an oceanic setting; Intra-oceanic subduction systems; tectonic and magmatic processes. *Geological Society Special Publications*, 219, p. 99-118.

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, Quarterly 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.

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.

TATSUMI, Y., HAMILTON, D. L. & NESBITT, R. W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas; evidence from high-pressure experiments and natural rocks; M. Sakuyama and H. Fukuyama memorial volume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, p. 293-309.

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

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. 5-94.

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.

WOLF, M. B. & WYLLIE, P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar; the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, p. 369-383.

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.