



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000

JARABACOA
(6073-II)

Santo Domingo, R.D., Octubre 2010

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN-II de desarrollo geológico-minero (Programa nº 9 ACP DO 006). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Instituto geológico y Minero de España (IGME), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

PALEONTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso (Universidad Complutense de Madrid, España)
- Ing. Luis Granados (Geólogo Consultor)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Varela (Inypsa)
- Dr. Manuel Abad de los Santos (Inypsa)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Ángela Suárez Rodríguez (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

DIGITALIZACIÓN, CREACIÓN DE LA ESTRUCTURA SIG Y EDICIÓN DE LOS MAPAS

- Ing. Fernando Pérez Cerdán (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. Janet Jabites (Pacific Center for Isotopic and Geochemical research, Universidad de British Columbia, Canadá)
- Dr. Richard Friedman (Pacific Center for Isotopic and Geochemical research, Universidad de British Columbia, Canadá)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Dr. Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter, director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPASA) del Programa SYSMIN-II

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

- Prof. 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. Octavio López
- Ing. Santiago Muñoz

- Ing. María Calzadilla

- Ing. Jesús Rodríguez

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones

- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras

- Mapa de muestras

- Lugares de Interés Geológico

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

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de La Vega (6073) y Memoria adjunta,

- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de La Vega (6073) y Memoria adjunta,

- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa a escala 1:150.000 y Memoria adjunta.

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico sobre las unidades estratigráficas cartografiadas

- Informe de Petrología de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Jarabacoa, Manabao, La Vega, Jánico y San José de las Matas

-
- Informe de Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Jarabacoa, Manabao, La Vega, Jánico y San José de las Matas
 - Informe de interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto,
 - Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb,
 - Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar,
 - Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados.

RESUMEN

La Hoja de Jarabacoa (6073-II) pertenece al denominado dominio de la Cordillera Central (o *Median Belt* de Bowin, 1975), el cual está limitado estructuralmente al norte por la Zona de Falla de La Española y al sur por la Zona de Falla de San Juan-Restauración. En la Hoja se distinguen dos conjuntos litológicos: (1) un conjunto volcano-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior; y (2) un conjunto de formaciones terrígenas superficiales Cuaternarias, que se disponen subhorizontales sobre el complejo, incluyendo el relleno terrígeno de la Cuenca intramontañosa de Jarabacoa.

La estructura interna del dominio de la Cordillera central se caracteriza por varias zonas de falla de dirección NNO-SSE a ONO-ESE y gran escala, denominadas: La Meseta, Río Guanajuma, Hato Viejo y Bonaó-La Guácara. Estas zonas de falla limitan tres dominios corticales o bloques tectónicos: Jicomé, Jarabacoa y Bonaó, caracterizados por una diferente estratigrafía volcánica Turoniense-Campaniense, composición geoquímica y características físicas de las rocas ígneas constituyentes.

El bloque de Jicomé está limitado al norte por la zona de cizalla de La Meseta y al sur por la zona de falla de San Juan-Restauración. Está compuesto por una secuencia de >3 km de espesor de rocas volcánicas, subcánicas y volcano-sedimentarias del Grupo Tireo, así como por las Formaciones Peña Blanca y Pelona-Pico Duarte. El bloque de Jarabacoa está limitado por las zonas de falla de La Española y Hato Viejo por el norte y las zonas de cizalla de La Meseta y Bonaó-La Guácara por el sur. Comprende la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, el Chert de El Aguacate, el Complejo Duarte, y la Fm Restauración del Grupo Tireo, así como los equivalentes metamórficos de las anfibolitas de la zona de cizalla de La Meseta. Los Gabros de Los Velazquitos forman una serie intrusiva máfica de desarrollo regional, emplazadas en este dominio. El bloque de Bonaó está limitado por el sur por la zona de falla de Hato Viejo, comprendiendo la Peridotita de Loma Caribe y la Fm Peralvillo Sur, así como varios cuerpos de gabros y doleritas. La zona de falla de La Española trunca las estructuras geológicas en el bloque por el norte.

Estructuralmente, a lo largo de las zonas de falla se desarrollaron durante el Cretácico Superior y bajo un régimen deformativo transpresivo a transtensivo, cinturones de rocas anfibolíticas de potencia kilométrica, caracterizadas por una penetrativa fábrica plano-linear y con texturas frecuentemente blastomiloníticas. A lo largo de estas macroestructuras y en el interior de los bloques que limitan, intruyeron en momentos de sin- a tardicinemáticos los batolitos gabro-tonalíticos de Loma del Tambor, Macutico, Jumunucu-Buena Vista y Arroyo

Caña, principalmente en el intervalo Coniacense-Santoniense (90-84 Ma). Las rocas del conjunto metamórfico contienen asociaciones minerales relacionadas principalmente con dos eventos metamórficos: una blastesis estática pre-cinemática de carácter hidrotermal; y una blastesis esencialmente sin-cinemática dinamotérmica. La blastesis del primer evento está relacionada con el metamorfismo de fondo oceánico (espilitización) o la alteración hidrotermal sin-, tardi- y post-magmática de los protolitos, siendo por tanto de edad Cretácica. La blastesis dinamotérmica tuvo lugar en el Cretácico Superior y dio lugar a asociaciones minerales indicativas de las facies de prehnita-pumpellita, esquistos verdes de baja-T y, en las zonas de cizalla, anfibolitas de baja-P.

Aunque aflorantes al norte de la Hoja de Jarabacoa, los materiales del Grupo Tavera rellenan cuencas sedimentarias discordantes sobre estos bloques tectónicos yuxtapuestos, lo que indica que la estructura dúctil principal en el dominio de la Cordillera Central y la yuxtaposición de los bloques fue pre-Eoceno Medio/Superior. Sin embargo, las zonas de falla fueron reactivadas durante la deformación esencialmente frágil Eoceno Superior-Oligoceno, y en el levantamiento de la Cordillera Central que tuvo lugar desde el Mioceno hasta la Actualidad.

La estructura más reciente de la Hoja de Jarabacoa está dominada por numerosas fallas frágiles de movimiento reciente, expresión morfológica e incluso con sismicidad asociada. Estas fallas son desgarres subverticales de dirección NE-SO a ENE-OSO y movimiento transcurrente senestro, que definen un sistema geométrica y cinemáticamente relacionado con un cizallamiento frágil transcurrente senestro. La formación y relleno de la cuenca intramontañosa de Jarabacoa está relacionada con el funcionamiento de este sistema de fallas durante el Cuaternario. Sin embargo, la acción erosiva de los ríos Yaque del Norte y Camú ya ha iniciado su vacío erosional. Con esta etapa erosiva se implantan sistemas de abanicos aluviales, terrazas, coluviones y depósitos de fondo de valle.

ABSTRACT

The Jarabacoa 1:50000 Quadrangle (6073-II) belongs to the so-called Central Cordillera Domain, or *Meddian Belt* de Bowin (1975), which is structurally limited by the Hispaniola fault zone to the north and by the San Juan-Restauración fault zone to the south. In the Jarabacoa area two lithological ensembles can be distinguished: (1) an Upper Jurassic to Lower cretaceous plutono-volcanic basement; and (2) a Quaternary group of siliciclastic superficial formations, disposed sub-horizontal over the complex, including the rocks of the intramountain basin of Jarabacoa.

The internal structure of Central Hispaniola is characterized by several main NNW-SSE to WNW-ESE trending fault zones (Fig. 1): La Meseta (LMSZ), Río Baiguate (RBSZ), Hato Viejo (HVFZ) and Bonao-La Guácara (BGFZ) fault zones. These fault zones bound three crustal domains or tectonic blocks, namely: Jicomé, Jarabacoa, and Bonao, characterized by different Turonian-Campanian volcanic stratigraphies, geochemical composition and physical characteristics of their constituent igneous rocks (see below).

The Jicomé block is bounded to the north by the LMSZ and to the south by the SJRFZ (Fig. 1). It is composed of a >3 km thick sequence of arc- and oceanic plateau-related volcanic, subvolcanic and volcano-sedimentary rocks of the Tiroo Group, and the overlying Peña Blanca and Pelona-Pico Duarte Formations. The Jarabacoa block is bounded to the north by the HFZ or HVFZ and to the south by the LMSZ or BGFZ (Fig. 2). It comprises the Loma La Monja volcano-plutonic assemblage, the El Aguacate Chert, the Duarte Complex, and the Restauración Formation of the Tiroo Group, as well as the metamorphic equivalents of the LMSZ amphibolites. A regionally developed suite of distinctive mafic intrusions, referred as the Los Velazquitos gabbros, were preferentially emplaced in the NE area of the Jarabacoa block. The Late Oligocene to Present displacement of the HFZ effectively truncates geological features in adjacent Bonao block to the north. To the south, the block is bounded by the Hato Viejo fault zone, which comprises the Loma Caribe peridotite and the Peralvillo Sur Formation, as well as several gabbro and dolerite bodies.

The Loma del Tambor, Macutico, Jumunucu-Buena Vista and Arroyo Caña gabbro-tonalitic batholiths were intruded syn- to late-kinematically along km-scale shear and fault zones mainly during the Coniacian-Santonian interval (90-84 Ma). These shear zones developed under a transpressive to transtensive deformation regime, thick belts of amphibolitic mafic rocks, characterized by a penetrative plane-linear fabric and often by blastomylonitic textures. The basement rocks contain mineral assemblages mainly related with two metamorphic events: a pre-kinematic static blastesis of hydrothermal character; and an essentially syn-kinematic blastesis of dynamothermal character. The blastesis of the first event is related with an oceanic-floor metamorphism (spilitization) or to the syn-, tardi- and post-magmatic hydrothermal alteration of the protoliths, being therefore of Cretaceous age. The dynamothermal blastesis took place in the Upper Cretaceous and gives place to a mineral assemblages indicative of prehnite-pumpellyite, low-T greenschist and, in the shear zones, low-P amphibolite-facies conditions.

Sedimentary basins filled with the Magua-Tavera Groups and unconformably deposited over the juxtaposed tectonic blocks, indicates that the main ductile structure of Central Hispaniola was pre-Middle Eocene. However these Tertiary rocks outcrops to the north of the Jarabacoa area. Late Cretaceous fault zones were variably reactivated during Upper Eocene-Oligocene brittle thrusting and Miocene to Recent uplift of the Cordillera Central.

The tectonic blocks of Central Hispaniola are characterized by unique Turonian-Campanian volcanic stratigraphies. This indicates that blocks represent separated, ensialic to ensimatic portions of a Loma Caribe back-arc basin. Their structural juxtaposition took place during the closure of the back-arc basin, probably in the Middle Eocene arc-continent collision. This is consistent with Caribbean island-arc burial beneath the unconformable Eocene-Oligocene rocks of the Magua-Tavera Groups and with the evolution of the Late Eocene-Early Miocene syn-collisional turbiditic El Mamey Group farther to the northeast.

In the Jarabacoa Quadrangle, the most recent structure is dominated for numerous brittle faults of recent motion, morphologic expression and related seismicity. These faults are sub-vertical strike-slip faults, with a NE-SW to ENE-WSW trend and sinistral motion, which define a system geometric and kinematically compatible with a transcurrent regime. The formation and sedimentary filling of the Jarabacoa basin is related with the movement of this fault system during the Quaternary. However, the erosive action of the Yaque del Norte and Camú rivers has now initiated your erosional vacuum. The establishment of alluvial-fan systems, terraces, colluvions, and floor-valley deposits is related with this erosive stage.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

1.2. Situación Geográfica

1.3. Marco Geológico

1.3.1. La Geología de La Española

1.3.1.1. Estudios Previos

1.3.2. Macro unidades geológicas

1.3.3. Historia Geológica de La Española

1.3.4. Macroestructura de La Española

1.4. Antecedentes

1.4.1. Unidades de la Cordillera Central

1.4.1.1. Conjunto oceánico pre-arco

1.4.1.2. Volcanismo de arco

1.4.1.3. Magmatismo intraplaca

1.4.2. Grupo Tavera. Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior.

1.4.3. Grupo Yaque del Norte de la Cuenca del Cibao. Mioceno-Cuaternario.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. Conjunto volcano-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior

2.1.1 Asociación Loma La Monja. Basaltos almohadillados e hialoclastitas, brechas basálticas, y basaltos masivos con intercalaciones de tobas máficas (12)

2.1.1.1 Gabros

2.1.1.2 Diques doleríticos

2.1.1.3 Rocas Volcánicas

2.1.2. Pizarras silíceas con intercalaciones de metaareniscas y cherts (13)

2.1.3 Cherts de El Aguacate

2.1.4 Complejo Duarte. Metapicritas, metaankaramitas, metabasaltos magnesianos porfídicos, y basaltos masivos afíricos (14)

2.1.5. Grupo Tireo

2.1.5.1 Grupo Tireo, Sector Sur. Formación Constanza. Tobas líticas y vítreas masivas, de composición intermedio-básica (19)

2.1.5.2 Formación Restauración

2.1.5.2.1 Grupo Tireo. Miembro El Yujo: Chert, calizas y pizarras negras (15)

2.1.5.2.2 Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas intermedio-básicas (16)

2.1.5.2.3 Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas ácidas y rocas meta-epiclásticas (17)

2.1.5.2.4 Grupo Tireo. Fm Restauración. Metadacitas y metariolitas porfídicas (18)

2.1.6 Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte. Basaltos masivos, afíricos y vesiculares. Localmente basaltos microporfídicos y tobas máficas (20)

2.2. Formaciones superficiales de edad Cuaternaria

2.2.1. Formaciones gravitacionales

2.2.1.1. Clastos angulosos con lutitas y arenas. Coluviones (27). Holoceno

2.2.1.2. Bloques de litología variada y arenas. Movimientos en masa complejos y deslizamiento de bloques. Holoceno

2.2.1.3. Lutitas, arenas, cantos y bloques. Lóbulo o colada de soliflucción. Flujos. Holoceno

2.2.1.4. Clastos angulosos y bloques con arenas y lutitas. Conos o taludes de derrubios (26). Holoceno

2.2.2. Formaciones fluviales y de esorrentía superficial

2.2.2.1. Lutitas, gravas y arenas. Abanicos aluviales de baja pendiente. Pleistoceno-Holoceno

2.2.2.2. Clastos angulosos y bloques con limos y arenas. Abanicos aluviales de alta pendiente y Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno

2.2.2.3. Gravas y arenas. Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

2.2.2.4. Lutitas, arenas con gravas y bloques. Llanuras de inundación. Holoceno

2.2.2.5. Limos con gravas y arenas. Fondos de valle (Fondos de cañada torrencial). Holoceno

3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO y GEOCROLOGÍA

3.1. Petrología

3.1.1. Peridotita Loma Caribe. Dunitas, harzburgitas y lherzolitas variablemente serpentinizadas, con intrusiones gabroicas y doleríticas (1)

3.1.1.2. Harzburgitas masivas con espinela

3.1.1.3. Dunitas con espinela

3.1.1.4. Venas websteríticas

3.1.1.5. Serpentininitas masivas y foliadas

3.1.2 Anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (2)

3.1.3 Batolito de Jumunucu

3.1.3.1. Cumulados ultrabásicos (websteritas y peridotitas) y hornblenditas (3)

- 3.1.3.2. Gabros y dioritas foliadas (4)
- 3.1.3.3. Tonalitas con hornblenda variablemente foliadas (5)
- 3.1.3.4. Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso/muy grueso (6)
- 3.1.4 Batolito de Buena Vista
 - 3.1.4.1. Gabros y dioritas foliadas (4)
 - 3.1.4.2. Tonalitas con hornblenda foliadas (5)
- 3.1.5 Batolito del Rio
 - 3.1.5.1 Leucotonalitas con hornblenda y biotita de grano fino. Facies de borde y/o apical (7)
 - 3.1.5.2 Tonalitas con hornblenda, variablemente biotíticas, de grano medio-grueso, foliadas. Facies común (8)
 - 3.1.5.3. Leucotonalitas con biotita y hornblenda, de grano grueso a muy grueso, variablemente foliadas (9)
 - 3.1.5.4 Leucotonalitas y leucogranitos biotíticos, microgranitos y aplitas (10)
 - 3.1.5.5 Diques máficos sin- y post-magmáticos
- 3.1.6 Gabros, microgabros y doleritas intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe
 - 3.1.6.1. Gabros, microgabros y doleritas de tipo BABB
 - 3.1.6.2. Gabros, microgabros y doleritas de tipo E-MORB
- 3.1.7 Microgabros magnéticos subvolcánicos (tipo La Cana)
- 3.1.8 Diques de cuarzo
- 3.1.9 Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja
 - 3.1.9.1. Basaltos
 - 3.1.9.2. Ferrobasaltos
 - 3.1.9.3. Basaltos almohadillados
 - 3.1.9.4. Tobas andesíticas
 - 3.1.9.5. Esquistos máficos y anfibolitas
 - 3.1.9.6. Filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos
- 3.1.10. Radiolaritas y metaradiolaritas (cherts)
- 3.1.11 Complejo Duarte
 - 3.1.11.1. Facies de los subesquistos verdes
 - 3.1.11.2. Facies de los esquistos verdes
 - 3.1.11.3. Facies anfibolítica
 - 3.1.11.4. Facies de corneanas hornbléndico-piroxénicas
 - 3.1.11.5. Sills concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos
- 3.1.12. Grupo Tireo
 - 3.1.12.1 Tobas andesíticas de grano grueso vítreas-líticas

- 3.1.12.2. Lavas basálticas con piroxeno y/o plagioclasa, afaníticas, porfídicas y vesiculares
- 3.1.12.3. Lavas andesíticas con hornblenda
- 3.1.12.4. Riolitas, metariolitas y dacitas porfídicas
- 3.1.12.5. Metavolcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos
- 3.1.12.6. Metavolcanitas básicas y esquistos máficos
- 3.1.12.7. Gabros y ferrogabros con olivino y piroxeno de grano fino
- 3.1.13 Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte
 - 3.1.13.1 Basaltos con olivino y augita afanítico vesicular
 - 3.1.13.2 Basaltos con ortopiroxeno y clinopiroxeno afaníticos y vesiculares
 - 3.1.13.3 Basaltos con olivino y clinopiroxeno microporfídico vesicular
 - 3.1.13.4 Diques de doleritas con clinopiroxeno
- 3.2. Geoquímica
 - 3.2.1 Peridotita de Loma Caribe
 - 3.2.2 Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja
 - 3.2.3 Formación Amina
 - 3.2.4 Complejo Duarte
 - 3.2.5 Magmatismo de arco. Grupo Tireo
 - 3.2.5.1 Serie de basaltos-andesitas toleíticas y calco-alcalinas
 - 3.2.5.2 Andesitas magnesianas pobres en Ti
 - 3.2.5.3 Basaltos enriquecidos en Nb
 - 3.2.5.4 Rocas ácidas de la Formación Restauración: dacitas y riolitas
 - 3.2.6 Magmatismo intraplaca. Plateau Oceánico Caribeño
 - 3.2.6.1 Formación Constanza
 - 3.2.6.2 Formación Basaltos de Peña Blanca
 - 3.2.6.3 Formación Basaltos de Siete Cabezas
 - 3.2.6.4 Formación de Basaltos de Pelona-Pico Duarte
 - 3.2.7 Batolitos de Buena Vista, Jumunucu y El Rio
 - 3.2.7.1 Cumulados ultramáficos, noríticos y gabronoríticos
 - 3.2.7.2 Grupo máfico de tipo arco
 - 3.2.7.3 Grupo máfico de tipo no arco
 - 3.2.7.4. Grupo félsico de arco pobre en La
 - 3.2.7.5. Grupo félsico de arco rico en La
 - 3.2.7.6. Origen rocas plutónicas batolitos
- 3.3. Geocronología

4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

4.1. Macroestructura regional

4.2. Mesoestructuras e Historia Deformativa

4.2.1. Deformación D0

4.2.2. Deformación D1

4.2.3. Intrusiones contemporáneas con D1

4.2.4. Deformación D2

4.2.5. Deformación D3 e intrusión magmas máficos

4.2.6. Deformación D4. Zona de Falla de La Española

4.2.7. Deformación D5. Zona Falla Bonao-La Guácara

4.3. Metamorfismo

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Análisis Geomorfológico

5.2. Estudio del modelado

5.3. Evolución e Historia Geomorfológica

6. HISTORIA GEOLÓGICA

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología

7.1.2. Hidrología Superficial

7.1.3. Descripción Hidrogeológica

7.2. Recursos minerales

7.2.1. Aspectos generales

7.2.2. Indicios y prospectos metálicos

7.2.3. Indicios no metálicos

7.2.3.1. Rocas industriales y ornamentales

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. Relación de LIG

8.2. Descripción General de los LIG

BIBLIOGRAFÍA

ANEXOS

Anexo I. Notas sobre los estudios petrológicos

Anexo II. Metodología y Técnicas Analíticas

Anexo III. Análisis geoquímicos de roca total

Anexo IV. Distribución del Metamorfismo en la República Dominicana: Notas explicativas al Mapa Geológico

1. INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales 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.

El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del presente Proyecto 1B (EuropeAid/122430/D/SER/DO).

El objetivo general del Proyecto 1B consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50.000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100.000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de las hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000:

- **La Isabela:** Barrancón (5975-I), El Mamey (5975-II), Villa Vázquez (5975-III), El Cacao (5975-IV);
- **Puerto Plata:** Puerto Plata (6075-II), Imbert (6075-III), Luperón (6075-IV);

- **Santiago:** San Francisco Arriba (6074-I), Santiago (6074-II), San Jose de las Matas (6074-III), Esperanza (6074-IV);
- **La Vega:** La Vega (6073-I), Jarabacoa (6073-II), Manabao (6073-III), Jánico (6073-IV);
- **Sabaneta de Yásica:** Sabaneta de Yásica (6175-III);
- **Salcedo:** Río San Juan (6174-I), Guayabito (6174-II), Salcedo (6174-III), Gaspar. Hernandez (6174-IV);
- **San Francisco de Macorís:** Pimentel (6173-I), Cotuí (6173-II), Fantino (6173-III), San Francisco de Macorís (6173-IV);
- **Nagua:** Nagua (6274-III), Cabrera (6274-IV);
- **Sánchez:** Sánchez (6273-I), Palmar Nuevo(6273-II), Cevicos (6273-III), Villa Riva (6273-IV);
- **Samaná:** Las Galeras (6373-I), Sabana de la Mar (6373-III), Santa Bárbara (6373-IV);
- **Las Lisas:** La Vacama (6472-I), El Salado (6472-II);
- **Enriquillo:** Enriquillo (5969-I), Isla Beata (5969-II), Oviedo (5969-III), Arroyo Dulce (5969-IV);
- **Barahona:** La Ciénaga (5970-II), Polo (5970-III);
- **Cabo Rojo:** Cabo Rojo (5869-I), Punta Cimanche (5869-II);
- **Pedernales:** Puerto Escondido (5870-I), Pedernales (5870-II).

1.1. Metodología

Durante la confección de la Hoja a escala 1:50.000 de Jarabacoa (6073-II) se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis doctorales y publicaciones monográficas, pero también trabajos de investigación o de exploración minera. La cartografía se ha realizado, principalmente, con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1964), cedidas por la DGM. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de *Google Earth*, muy adecuadas para esta zona, 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 espectral de la República Dominicana (CGG 1997, del programa SYSMIN).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente con ayuda de un PDA (*Personal Digital Assistant*) o TabletPC con sistema acoplado de GPS (*System Global Positioning*) y el software ArcPad v. 7.1 de Esri®. Los datos fueron descargados en una base

de datos espaciales y representados en un sistema de información geográfica (SIG), con una confrontación respecto a la información preexistente (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporada en el SIG. Todas las coordenadas citadas en el texto son geográficas y están expresadas 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 rocosas (petrológicas, geoquímicas, geocronológicas, paleontológicas y sedimentológicas), de datos geológicos estructurales y petrológicos, así como 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 (La Vega, 6073). 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

Desde un punto de vista físico, la Hoja de Jarabacoa (6073-II) está situada en el centro del país, en la parte este de la región Cibao-sur de la región norte de la República Dominicana.

Administrativamente pertenece a la Provincia de La Vega, de una superficie de 2287 km² y cuya capital es Concepción de La Vega. La Provincia está actualmente dividida en cuatro municipios: La Vega, cabecera provincial, Constanza, Jarabacoa y Jima Abajo. El distrito de Concepción de La Vega incluye a los distritos municipales de El Ranchito y Río Verde Arriba, y el de Jarabacoa al de Buena Vista.

En la Provincia de La Vega se distinguen dos regiones morfológicas principales, con características muy propias: la región montañosa meridional, localizada en el centro de la Cordillera Central, y que abarca aproximadamente las dos terceras partes de la provincia; y la región baja septentrional, correspondiente a la porción occidental del Valle del Cibao Oriental, relativamente llana y denominada Vega Real.

La región montañosa esta conformada por los municipios de Constanza, Jarabacoa y parte del municipio cabecera de La Vega. En esta zona nacen los principales ríos de la provincia y del país. Sus principales ciudades son Constanza y Jarabacoa. Tiene un clima templado

húmedo, según la clasificación de Köppen, caracterizado por que la temperatura media es inferior a 18 °C durante todos los meses, excepto en el verano, cuando la media mensual llega a 19 y 20 °C y la precipitación media anual es de 1000 a 1500 mm. Las zonas bioclimáticas que predominan en esta región son el Bosque muy húmedo montano bajo (Mmh-MB), destacándose el Bosque de Ébano Verde (*Magnolia pallescens*), y el Bosque muy húmedo montano (Mmh-M), con sus bosques de pino (*Pinus occidentalis*). Hacia el oeste de esta región se localiza el Macizo Central, donde se encuentran las mayores alturas del país como el Pico Duarte (3087 m). Hacia el Sur, se encuentra el Macizo de Valle Nuevo, donde está la mayor altura de la provincia: la Loma de Alto Bandera, con 2872 m. El Valle de Jarabacoa forma un triángulo enmarcado, principalmente, por los ríos Yaque del Norte y Jimenoa.

El municipio de Jarabacoa (19°07'12"N y 70°38'24"O) se sitúa a 529 m de altitud, y presenta una temperatura media anual de 22,0°C, con una máxima media de 27,8 y una mínima media de 16,3. La precipitación media anual es de 1466,1 mm. El municipio posee una superficie de 665,88 km². Presenta una población de 56931 habitantes (Oficina Nacional de Estadística, 2002), de los cuales 29075 son hombres y 27856 mujeres. La densidad es de 85,5 hab/km², estando la población bastante concentrada en los núcleos urbanos (27370 hab). Jarabacoa dista 30 km a Concepción de La Vega que se sitúa a su vez a unos 125 km de Santo Domingo.

La región baja, conformada por el municipio de Jima y parte del municipio cabecera de La Vega, se caracteriza por su morfología casi completamente llana, con muy pocas colinas bajas. Su clima, según la clasificación de Köppen, es tropical húmedo de bosque, caracterizado porque la temperatura media es de 18°C durante todos los meses del año, con diferencias insignificantes entre el mes más frío y el más caliente; la precipitación media anual es mayor de 2000 mm. Predomina la zona bioclimática de Bosque húmedo subtropical (Bh-S).

El principal centro urbano de la región baja (y de la provincia) es la ciudad de La Concepción de La Vega (o simplemente La Vega), ubicada 100 msnm. La temperatura media anual es de 26.3 °C, con una máxima media de 31,1 y una mínima media de 21,5, con una precipitación media anual es de 1457,4 mm.

Los principales ríos de la provincia son: el Yaque del Norte, cuya cuenca alta se localiza en el municipio de Jarabacoa; el Camú, afluente del Río Yuna y que es el principal río de la provincia. Junto con sus afluentes, determina gran parte de la fisonomía de la provincia; y el

Jimenoa, afluente del Yaque del Norte. Otros ríos son Licey, Verde, Tireo, Grande o del Medio (afluente del Yaque del Sur), Baiguata y Jima.

La principal actividad económica de la Provincia de La Vega es la agropecuaria, siendo los núcleos principales Constanza (papa, frutales, hortícolas y flores), Jarabacoa (hortícolas, café, flores, habichuela) y la cuenca baja del Camú (vegetales y arroz). También hay producción de café, plátanos, cacao y frutales (sobre todo cítricos). Es importante la producción avícola, porcina y de ganado vacuno (especialmente de leche). La industria fabril se concentra principalmente en La Vega, con otras agroindustrias dispersas por toda la provincia, siendo los molinos arroceros de los más importantes del país. Como recursos mineros de la provincia existen minerales como el cobre, oro, mármol gris y ferroníquel, entre otros, siendo explotados únicamente los dos últimos. En Jarabacoa se localizan yacimientos de mármol gris de varias tonalidades. Mientras que el ferroníquel se localiza específicamente en Loma Peguera y cerca de la Loma Guaiguí.

Como áreas protegidas, la Provincia cuenta con varias reservas científicas en su territorio, como la Reserva Científica Ébano Verde y la Reserva Científica de Valle Nuevo, así como las zonas de arte rupestre pre-hispánico de Constanza, y los saltos de Aguas Blancas, en Constanza, y de los ríos Jimenoa y Baiguata, en Jarabacoa. Los principales atractivos turísticos son el valle intramontañoso de Jarabacoa, particularmente con el ecoturismo y el turismo de aventura (rafting, canyoning, parapente, cascading, mountain bike, cabalgatas, tubing, montañismo, etc.), así como con los saltos y los balnearios en los ríos (Acapulco, Bayacanes, Confluencia). Los lugares más destacados son el Santo Cerro, con el Santuario de Nuestra Señora de las Mercedes, Patrona de la República Dominicana, y el Fuerte de la Concepción (1494). Los acontecimientos festivos más importantes son el Carnaval de La Vega, que se celebra los fines de semana en febrero.

La primera fundación de la ciudad de La Vega fue realizada por Cristóbal Colón, el 8 de Diciembre de 1494. La ciudad fue destruida por un movimiento sísmico en 1562 y sus ruinas son conocidas hoy como "Ruinas de la Vega Vieja". El 7 de mayo de 1842 la ciudad fue una vez más abatida por un terremoto, que destruyó las principales construcciones con que contaba, como el Palacio de Gobierno y la Iglesia.

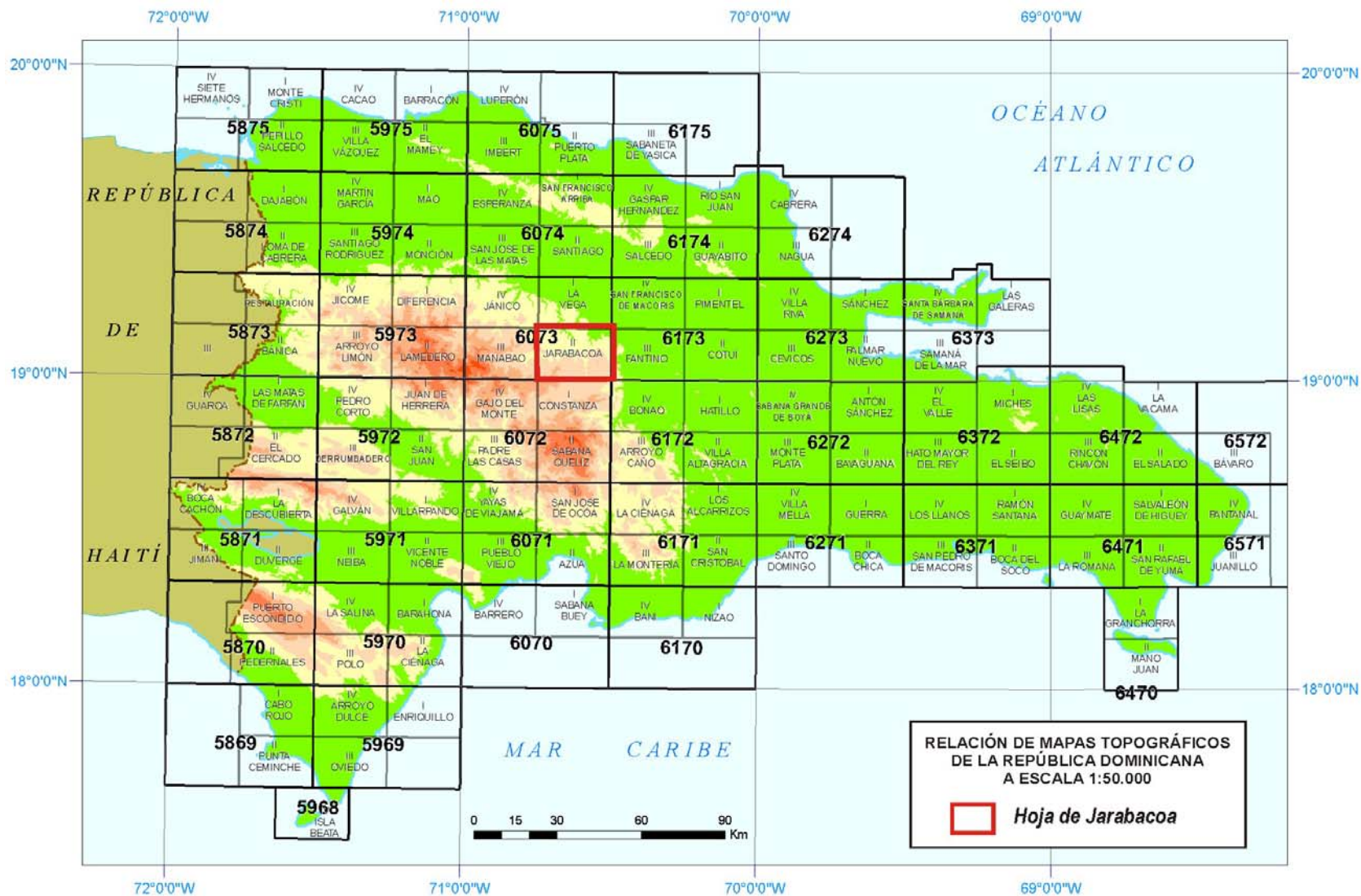


Fig. 1.1. Ubicación de la Hoja de Jarabacoa (6073-II) en el marco del Proyecto SYSMIN II.

1.3. Marco Geológico

1.3.1. La Geología de La Española

1.3.1.1. Estudios Previos

La República Dominicana ocupa aproximadamente los dos tercios más orientales de la Isla La Española, cuya superficie total es de unos 80.000 km², lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de norte a sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el Valle del Cibao, el Valle de San Juan y el Valle de Enriquillo. La orografía de la isla es muy accidentada, e incluye las mayores altitudes de las Antillas Mayores (picos Duarte y la Pelona, con 3087 m). Esta circunstancia revela una activa tectónica reciente, o neotectónica, puesta también de manifiesto por la elevación topográfica de numerosas áreas, fallas activas y una importante actividad sísmica, como los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Fig. 1.3.1), limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una zona de subducción (Fosa de los Muertos). El margen Norte del Caribe ha evolucionado notablemente desde el Cretácico hasta hoy. Previamente al Eoceno Inferior, el límite Norte del Caribe fue fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia la presencia del arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas (margen continental meridional de Norte América), da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a uno con desplazamientos en dirección, que ha continuado a lo largo del Neógeno (Dolan y Mann, 1998). Desde entonces, este límite de placas tiene un carácter transpresivo senestro. Las reconstrucciones de placas propuestas para la región septentrional del Caribe, indican que la plataforma de las Bahamas se ha movido relativamente hacia el oeste respecto a la del Caribe en los últimos 20 Ma y que los efectos colisiones se han intensificado en la Española en los últimos 5 Ma (Mann et al., 2002; Pindell y Kennan, 2004, 2006; Pindell et al., 2009).

Situados en la Cordillera Septentrional de la Española y a lo largo del borde sur de la Fosa de Puerto Rico, los afloramientos de rocas metamórficas de alta P constituyen evidencias de

la antigua zona de subducción exhumada, levantamiento que aún continúa en la actualidad. Como indican la distribución de mecanismos focales, medidas de los desplazamientos de la Placa del Caribe mediante GPS y número de terrazas marinas emergidas (Fig. 1.3.2), la isla de La Española constituye una zona de neotectónica activa, importantes terremotos históricos y levantamiento tectónico, debido a que el borde septentrional de la placa Caribeña está actualmente sometida a un régimen de convergencia oblicua (Calais et al., 1992, 1998, 2002; Mann et al., 1998; DeMets et al., 2000; Jansma et al., 2001; Bilich et al., 2001; y Prentice et al., 2002).

Entre los estudios y documentos previos de carácter geológico-minero, la República Dominicana dispone de un mapa geológico a escala de 1:250.000, denominado "Mapa Geológico de la República Dominicana", publicado en 1991. Las referencias sobre la geología de la Hispaniola son numerosas y han sido publicadas en revistas internacionales principalmente. Una síntesis de la bibliografía geológico-minera básica puede encontrarse en el *Special Paper 262* (1991) de la Sociedad Geológica de América. Existen informes inéditos, de carácter minero, realizados por la compañía Rosario Dominicana en el ámbito del Proyecto. Como resultado de la cooperación Dominico-Alemana, entre los años 1984 y 1988, se elaboraron distintos mapas a escalas variables, entre 1:100,000 y 1:25,000, de los sectores Norte y Sur de la Cordillera Central y del sector Oeste de la Cordillera Septentrional. Más recientemente, tienen un particular interés los volúmenes especiales de "Active strike-slip y collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone", editado en 1998 por J. Dolan y P Mann (Spec. Pap. Geol. Soc. Am. vol 326) y que incluye abundante información sobre la geología de la República Dominicana; del Acta Geológica Hispánica (vol. 37), editado en 2002 por Pérez-Estaún et al., que actualiza la información geológica obtenida en el marco del Programa SYSMIN I; y del Boletín Geológico y Minero de España (vol. 118), publicado en 2007, que recoge una síntesis de los trabajos e investigaciones más recientes.

Además de ser un área de especial interés para el estudio de la neotectónica de la placa Caribeña y de los riesgos geológicos que ésta implica, la isla de La Española y, en concreto, el territorio correspondiente a la República Dominicana, también contiene un registro excepcional de la evolución del denominado Arco Isla Caribeño durante el Jurásico Superior y Cretácico, y de su deformación posterior por una tectónica transpresiva durante buena parte del Terciario. Sin embargo, a pesar de esta importancia geológica, y con la excepción de diversas investigaciones y prospecciones mineras y petrolíferas de carácter local, la mayor parte de la isla ha carecido de estudios geológicos de detalle hasta bien entrados los años 1980, a partir de los cuales varios estudios han incrementado su conocimiento

geológico. Los principales trabajos desarrollados en la parte dominicana de la isla se han agrupado en el volumen especial (*Special Paper* 262) de la Sociedad Geológica de América (Mann et al., 1991). Posteriormente, otro volumen especial de la misma sociedad (*Special Paper* 326) trata los aspectos neotectónicos del margen septentrional de La Española, derivados de investigaciones recientes. Otros resúmenes de la geología de la isla se pueden encontrar también en Bowin (1975), Draper y Lewis (1991), Joyce (1991), Lewis (1980), Lewis y Draper (1990), Lindz y Nagle (1979), Maurrasse (1981), Nagle (1974) y Pindell y Draper (1991).

Desde el punto de vista cartográfico, en la República Dominicana sólo existía cartografía geológica a escala 1:100.000 de las hojas de San Juan (5972), Comendador (5872) y San Cristóbal (6171) a escala 1:50.000. De ellas, sólo la primera se publicó con una Memoria explicativa, y las otras dos están en periodo de revisión. En la elaboración de estas hojas no se utilizó ninguna normativa específica que sirviera de base para la realización de nuevas hojas geológicas. Los proyectos SYSMIN de Cartografía Geotemática han venido a subsanar este vacío al establecer una sistemática para la elaboración de mapas geológicos y derivados a escala 1:50.000 y 1:100.000. El primero de estos proyectos, correspondiente a los cuadrantes 1:100.000 de Bonaó, Constanza y Azua, fue ejecutado durante los años 1997-2000 por un consorcio de empresas españolas del que formaron parte el IGME e Inypsa, con resultados muy satisfactorios. La primera Fase del Programa SYSMIN de la Unión Europea finalizó en 2004 con la realización del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana por el Consorcio IGME-BRGM-Inypsa, completando 47 Hojas geológicas a escala 1:50.000 y sus correspondientes Memorias, las cuales cubren aproximadamente un 60% del territorio. La ejecución de estos Proyectos ha venido a confirmar la validez de la normativa utilizada que, con algunas mejoras, ha sido la empleada en el Proyecto SYSMIN II.

Además de las cartografías temáticas, el principal resultado obtenido en el marco del Programa SYSMIN, en gran medida como consecuencia de integrar los nuevos datos litoestratigráficos, estructurales, petrológicos, geoquímicos, geomorfológicos y mineros, es que la información y el conocimiento geológico-minero de la República Dominicana ha experimentado un importante avance, plasmado en recientes publicaciones y numerosas participaciones a congresos, como la XVIII Conferencia Geológica del Caribe realizada en Santo Domingo en el 2008. Dicho conocimiento va a permitir la localización de nuevos recursos minerales, para invertir la evolución desfavorable del sector, a la vez que una mejor protección de la población frente a desastres naturales y una mejor gestión medioambiental del territorio.

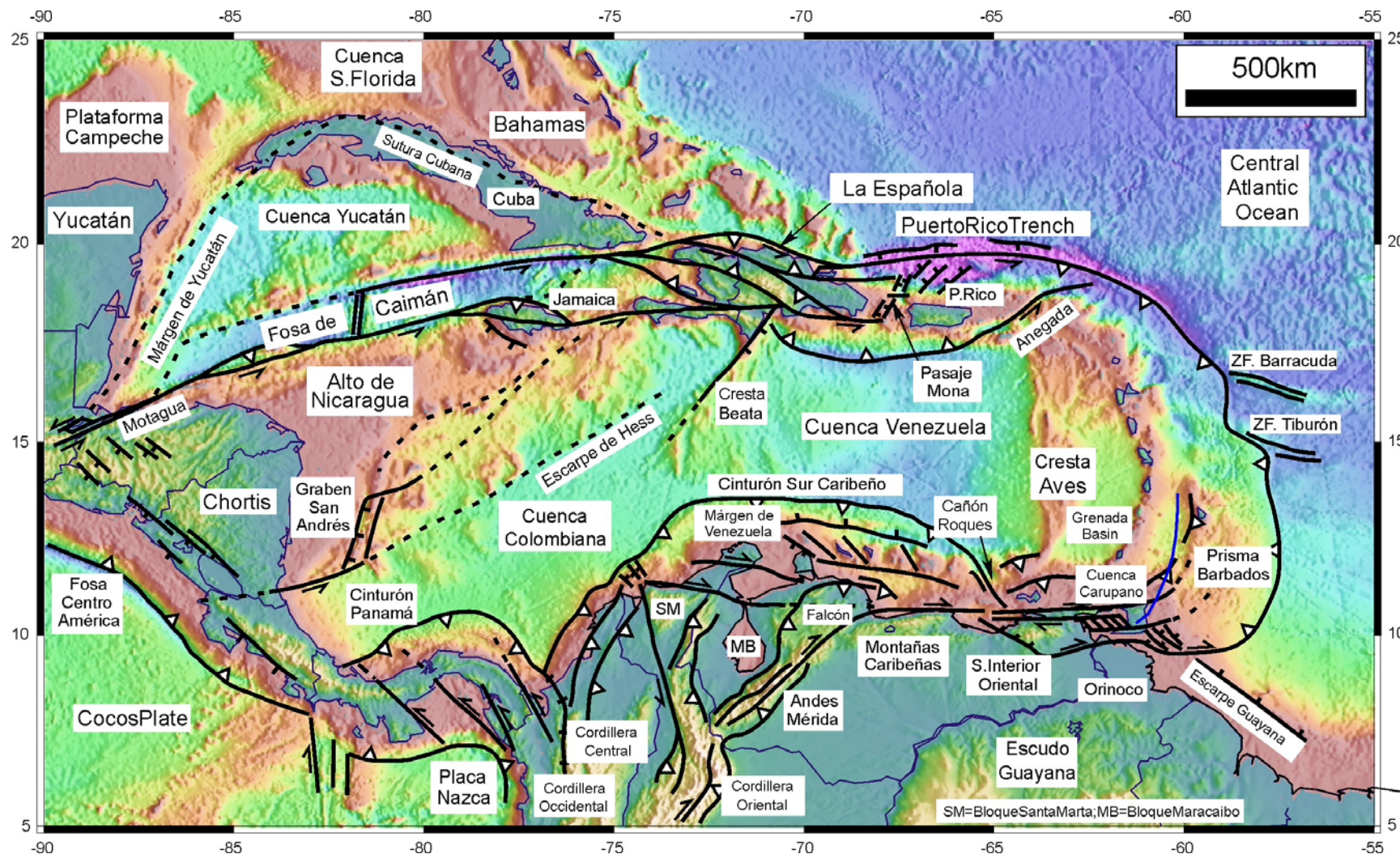


Fig. 1.3.1. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

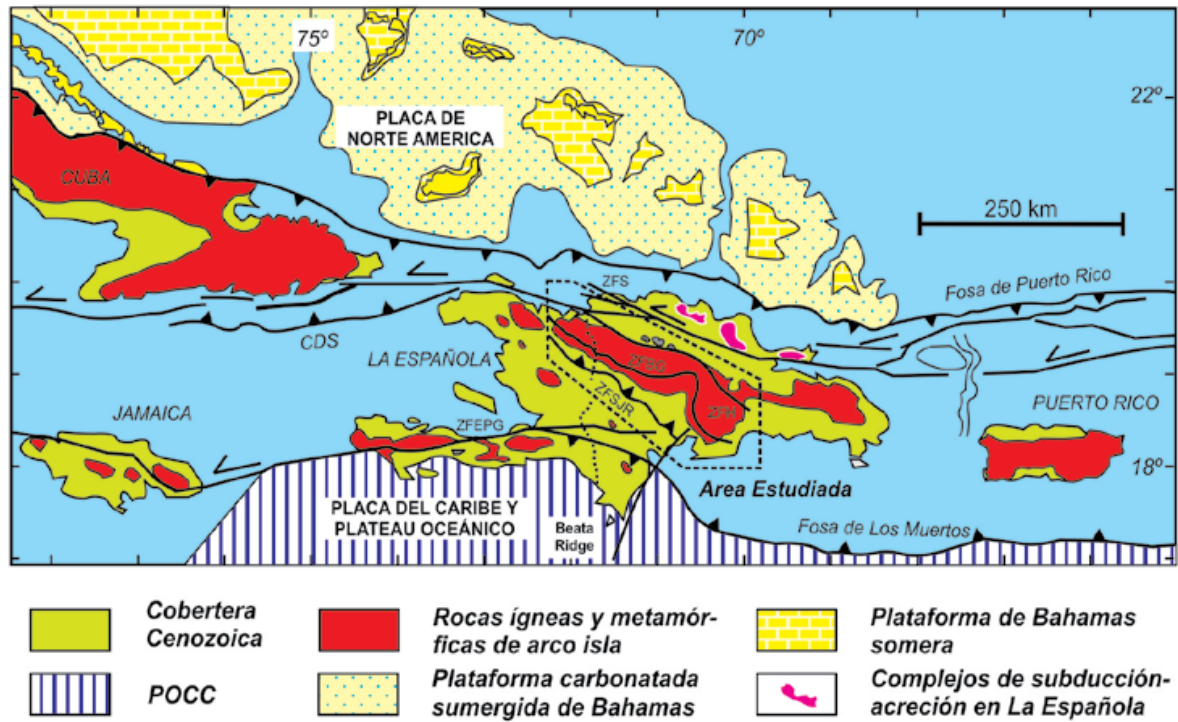


Fig. 1.3.2. Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann et al., 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), La Guácara-Bonao (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG).

Historical seismicity in Hispaniola (before 1960) (locations approximate except 1946-1953 sequence)

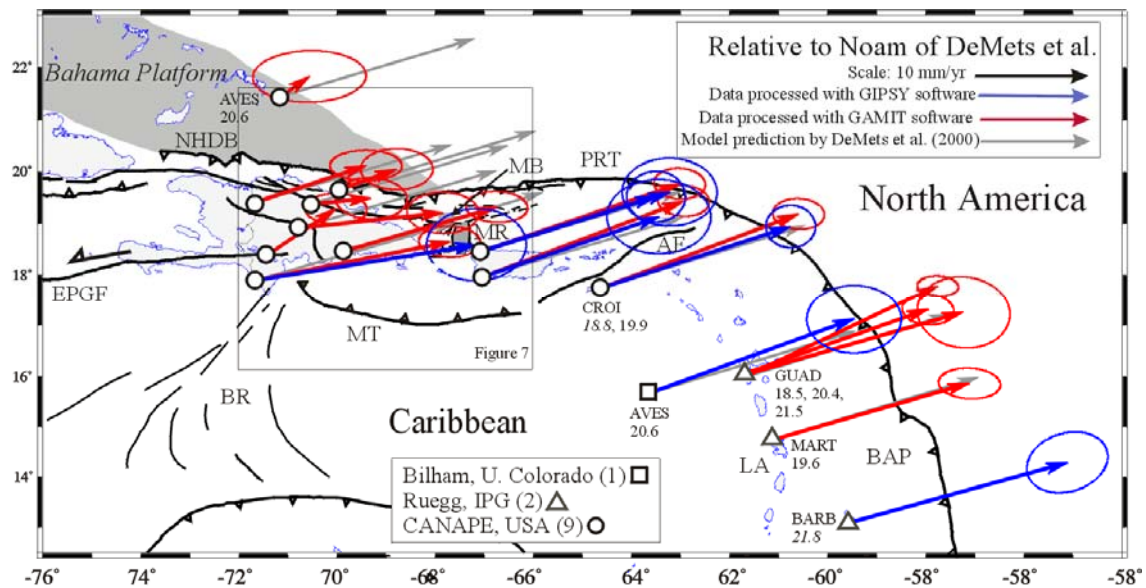
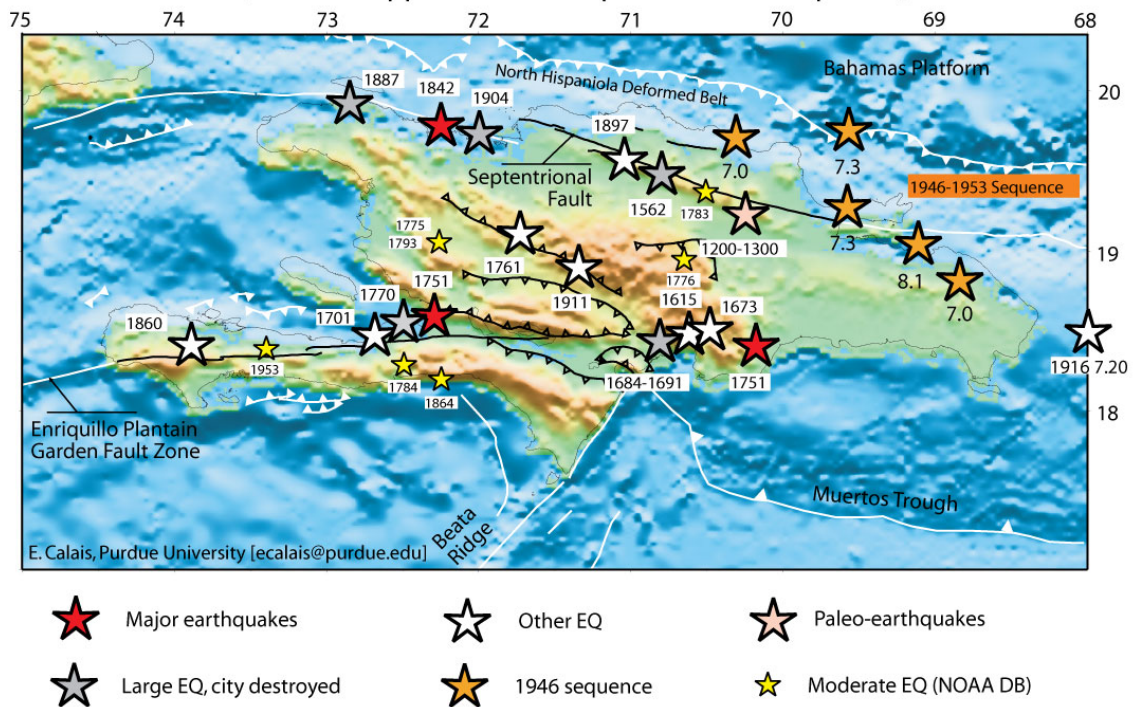


Fig. 1.3.3. (arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas GPS y modelos dinámicos globales (de Mets et al., 2000; Mann et al., 2002). La situación de La Española en un relevo contractivo senestro origina la actividad neotectónica y creación de relieve.

1.3.2. Macro unidades geológicas

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco-isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior y continua en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas (Fig. 1.3.4). Generalmente, los límites de cada una de estas zonas están definidos por alineaciones morfoestructurales bien definidas y presentan características geológicas que las distinguen de sus zonas contiguas.

Por otra parte, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann et al., 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.3.5). Las rocas de estas unidades están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran la colisión oblicua arco-continente, así como la subducción activa del margen meridional de la isla (Bourgeois et al., 1983; Mann et al., 1991, 1995; Calais et al., 1995; Dolan et al., 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; Brink et al., 2009).

Los estudios realizados en la República Dominicana, en buena parte enmarcados dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir geológicamente de Norte a Sur (Figs. 1.3.5 y 1.3.6):

(1) Un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: los complejos de rocas de alta presión de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, con mëlanges tectónicas de matriz serpentinitica y sedimentaria; y la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno y carbonatadas del Mioceno Superior-Cuaternario (Donnelly y Rogers, 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper et al., 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves et al. 2000; Escuder-Virueite y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela y Abad, 2008).

(2) El arco isla primitivo del Cretácico Inferior, que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler et al., 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis et al., 1995, 2000, 2002; Joubert et al., 2004; Escuder-Viruete et al., 2004, 2006). El Complejo Río Verde situado estructuralmente al SO representa el arco fallado o la cuenca de trasarco adyacente al frente volcánico (Escuder-Viruete et al., 2009). La Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz et al., 2004).

(3) Un cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis et al., 1999, 2006; Draper et al., 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Viruete et al., 2006, 2008).

(4) Un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Viruete et al., 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery et al., 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery et al., 1994). El Complejo Duarte incluye picritas olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre et al., 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete et al., 2005, 2007).

(5) La secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representado principalmente por el Grupo Tireo, y que está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis et al., 1991, 2002; Contreras et al., 2004; Escuder-Viruete et al., 2004; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que registra un magmático intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense (Escuder-Viruete et al., 2009).

(6) Las formaciones sedimentarias Eoceno Inferior/Medio-Oligoceno, desarrolladas por detrás del arco isla contemporáneamente a la colisión entre el arco isla y el continente

Norteamericano, representadas por el Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta-Trois Rivières y la cuenca de antepaís relacionada de San Juan (Heubeck et al., 1988; Dolan et al., 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2000; Pérez Varela y Abad, 2008).

(7) Las formaciones neógenas y actuales que rellenan las cuencas de Azua y Enriquillo (Mann et al., 1991, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002), sedimentadas en relación a la formación de la nueva zona de subducción meridional, o Fosa de Los Muertos, y en la que el sustrato oceánico del Mar Caribe subduce bajo la Isla de La Española.

(8) Un fragmento levantado del plateau oceánico del Caribe, aflorante en la Sierra de Bahoruco, constituida por basaltos oceánicos del Cretácico Superior y que constituyen el sustrato de la Dorsal de Beata y aparentemente buena parte del mar Caribe (Maurasse et al., 1979; Sen et al., 1996; Mann, 1999; Kerr et al., 2002).

El contacto entre el complejo de acreción-colisión septentrional y la secuencia de arco isla de la Fm Tireo, se realiza a través de la estructura más importante de toda la isla, la Zona de Falla de La Española (Fig. 1.3.5 y 1.3.6), a favor de la cual afloran las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe. Se trata de una falla de desgarre que resuelve un gran desplazamiento lateral, y aproxima y yuxtapone estos diferentes fragmentos litosféricos.



Fig. 1.3.4. Principales unidades Morfotectónicas de La Española según Lewis y Draper (1991).

TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE LA ESPAÑOLA

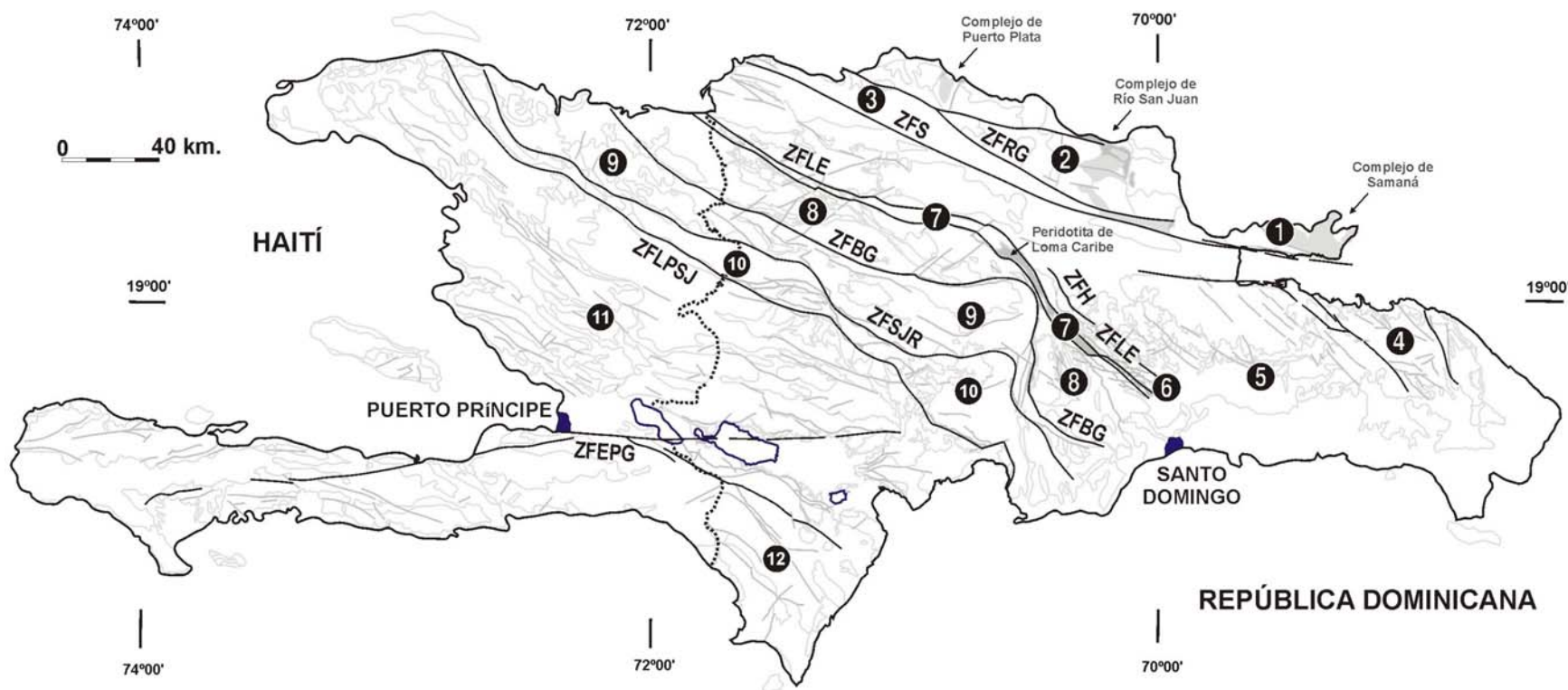


Fig. 1.3.5. Mapa de los unidades tectonoestratigráficas de La Española según Pérez-Estaún et al. (2007): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle-Bahoruco. Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bona-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

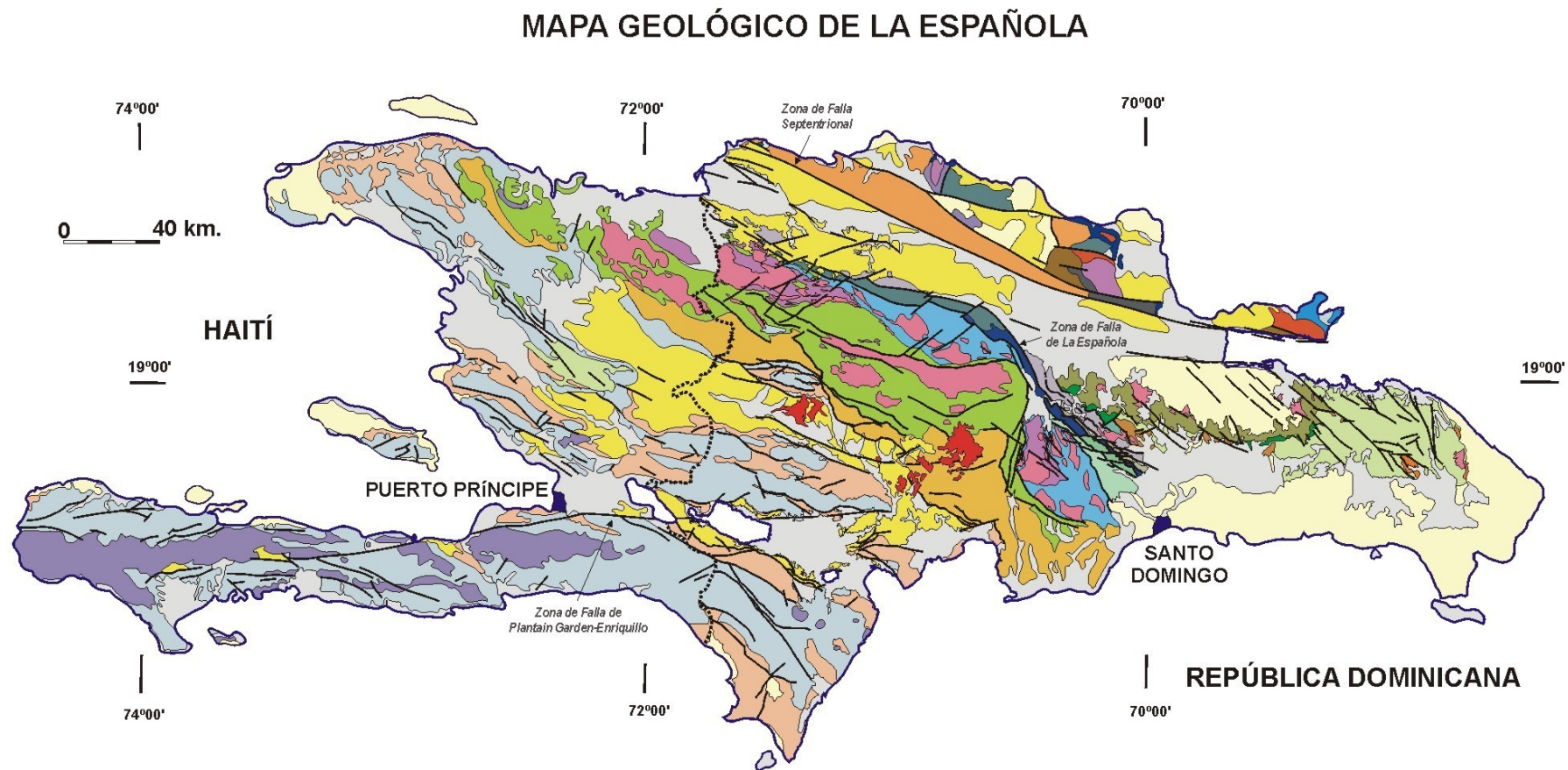


Fig. 1.3.6. Mapa Geológico simplificado de La Española según Lewis y Draper (1990) y el Programa SYSMIN (1999, 2004, 2008).

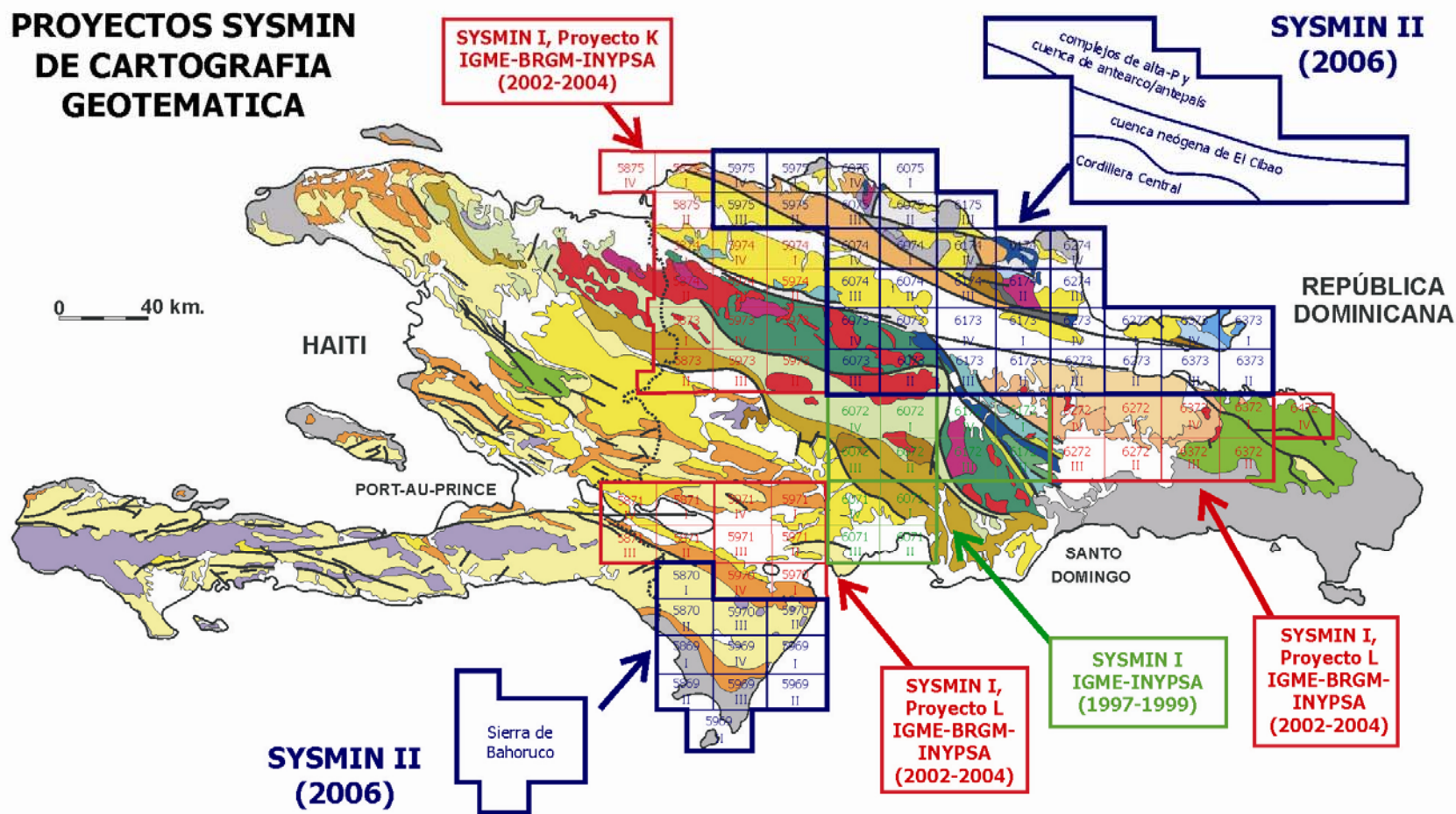


Fig. 1.3.7. Situación de los Proyectos de Cartografía Geotemática del Programa SYSMIN de la República Dominicana. La leyenda del Mapa Geológico está incluida en la Fig. 1.3.6.

LEYENDA MAPA GEOLÓGICO DE LA ESPAÑOLA

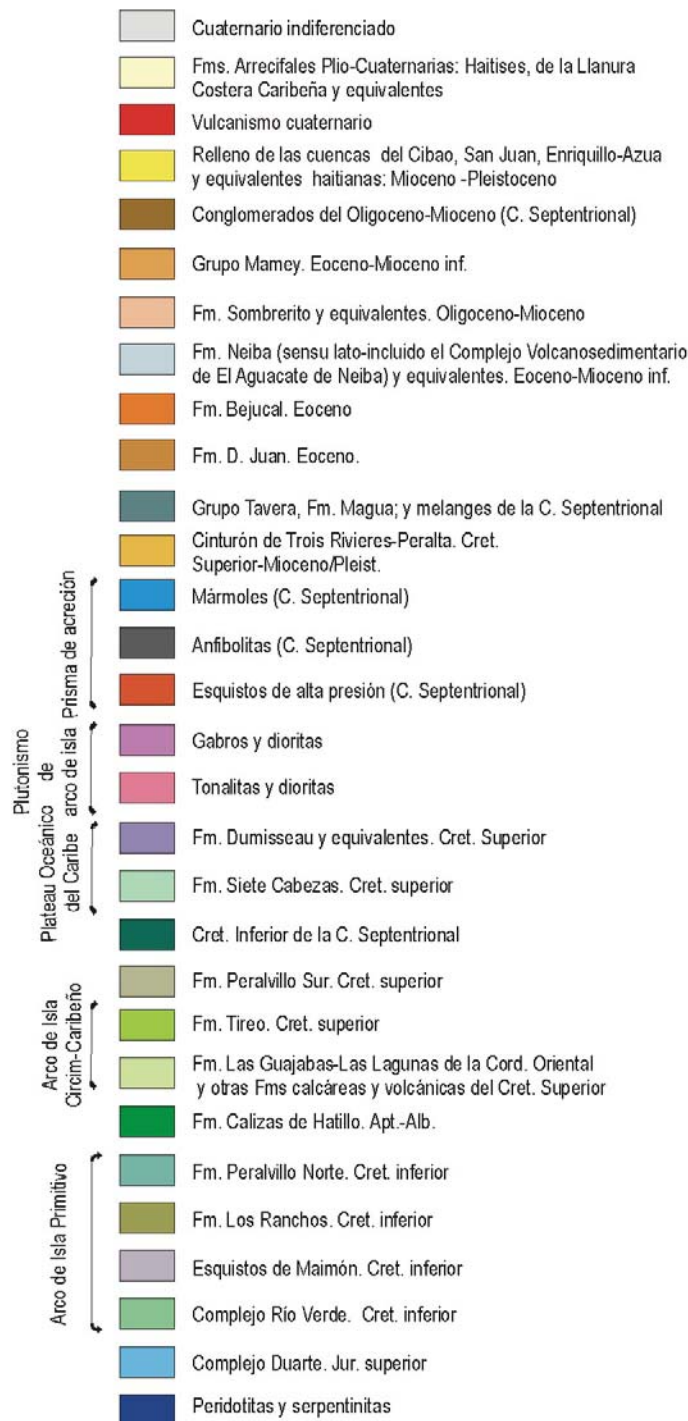


Fig. 1.3.8. Leyenda del Mapa Geológico simplificado de La Española.

1.3.3. Historia Geológica de La Española

La historia geológica simplificada que registran las muy variadas rocas que constituyen la isla de La Española puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América y (Mann et al., 1991; Montgomery et al., 1994; Lewis et al., 1999; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Viruete et al., 2008).
- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly et al., 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper et al., 1994; Lewis et al., 1995, 2000, 2002; Kesler et al., 1977, 2003, 2005; Escuder-Viruete et al., 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs y Maresch, 2005; Krebs et al., 2008; Pindell et al., 2006; Escuder-Viruete et al., 2008). Existencia de episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1989, 1991; Lewis et al., 2000; Lapierre et al., 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete et al., 2004, 2005, 2007).
- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomanense Superior-Turonense) y continuación de la subducción dando lugar a la formación del Arco de Islas del Caribe, representado por el Grupo Tireo (Lewis et al., 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete et al., 2007, 2008). Evento magmático principal de formación de la meseta oceánica del Caribe en el Turoniense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtiense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior, así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989, 1994).
- Eoceno Medio-Superior. Colisión del arco de islas con la plataforma de las Bahamas, exhumación de las rocas de alta P (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Joyce, 1991; Gonçalves et al., 2002; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006) y cese de la actividad magmática relacionada con la subducción. Desplazamiento a lo largo de la Falla de la Española provocando la aproximación de las parte traseras del arco a las partes frontales.

- Oligoceno-Mioceno Inferior. Movimientos en dirección en la zona de colisión y en el interior del arco. Fallas de desgarre y cuencas sedimentarias asociadas (Mann et al., 2002; García Senz et al., 2005, 2006; Hernáiz Huerta et al., 2006).

- Mioceno Superior-Actualidad. Continuando con la anterior etapa, generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la subducción, situada al Sur de la Isla (Mann et al., 2002; Díaz de Neira et al., 2006). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

1.3.4. Macroestructura de La Española

Los resultados obtenidos en los Proyectos del Programa SYSMIN han supuesto un nuevo e importante avance en el conocimiento de la geología estructural de la República Dominicana. Desde un punto de vista tectónico, la estructura de la Isla de La Española resulta de la convergencia oblicua a la colisión final del sistema de arco-isla Caribeño Cretácico y la placa de Norte América, que tuvo lugar desde el Eoceno Medio-Superior (Bowin, 1975; Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991, 1995, 1999; Draper et al., 1994; Escuder-Virueite y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Estaún et al., 2005, 2006).

La macroestructura de La Española resultante consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 kilómetros de anchura, constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecionaron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente. Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno – Actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento transcurrente senestro entre las placas de Norte América y Caribeña (Mann, 1999; Mann et al., 1991, 2002; Calais et al., 1995; Dolan et al., 1998).

Las estructuras formadas a lo largo de la historia cenozoica de La Española son típicamente transpresionales, como zonas de falla transcurrentes de gran escala y subparalelas a la zona de colisión, que acomodan grandes desplazamientos laterales entre “unidades”; abanicos de fallas de alto ángulo que forman estructuras “en flor” positivas (sierras elevadas) y negativas (cuencas); sistemas de pliegues dispuestos “en-échelon”, fallas con relevos locales compresionales y extensionales, etc. Un ejemplo regional de deformación

transpresiva evidenciada por la distribución en el espacio y tiempo de las principales estructuras es el área de Neiba-Enriquillo, que produce el levantamiento regional de las Sierras de Neiba, Barohuco y Martín García, contemporáneo a la subsidencia y sedimentación en la cuenca flexural de Enriquillo. El contacto entre las áreas montañosas y la cuenca está en estas áreas definido por cabalgamientos y fallas de desgarre inverso. Las relaciones estratigráficas entre la base de la cuenca de Enriquillo y la culminación de las sierras, indican que durante la deformación Cenozoica se formó un relieve estructural de unos 7 km de altura. Otras características estructurales de la región son la formación contemporánea de zonas de desgarre y fallas normales e inversas, todas ellas cinemáticamente relacionadas; y de sistemas de pliegues anticlinales y sinclinales dispuestos cartográficamente “en-échelon”, con trazas axiales sigmoidales definiendo un relevo lateral senestro.

1.4. Antecedentes

En este apartado se describen las características litológicas, petrológicas y estructurales de las unidades estratigráficas, complejos metamórficos o unidades tectónicas que intervienen en la zona de Proyecto SYSMIN II y están geológicamente relacionadas con la Hoja de Jarabacoa. En su conjunto, estas descripciones sintetizan el estado actual del conocimiento geológico del área. La Hoja de Jarabacoa incluye materiales pertenecientes exclusivamente al dominio de la Cordillera Central.

1.4.1. Unidades de la Cordillera Central

El dominio de la Cordillera Central se caracteriza por una gran complejidad litológica. Está limitado al norte por la Zona de Falla de La Española y al sur por la Falla de San José-Restauración (Figs. 1.3.5 y 1.3.6), englobando los unidades de Loma Caribe-Tavera, Duarte y Tireo (Bowin, 1975; Lewis, 1982; Groetsch, 1983; Boisseau, 1987; Mann et al., 1991; Lewis y Draper, 1991; Draper y Lewis, 1991; Draper et al. 1994; Dupuis et al., 1996; Lapierre et al., 1997, 1999; Lewis et al., 2002). En parte equivale al *Median Belt* de Bowin (1975). La Zona de Falla de La Española constituye un límite estructural de primer orden, ya que yuxtapone dos dominios corticales originalmente distantes que fueron desplazados lateralmente posiblemente cientos de kilómetros desde, al menos, el Paleógeno (Pérez Estaún et al., 2006). Estos importantes movimientos transcurrentes, condicionan cualquier intento de correlación de las unidades geológicas más antiguas a uno y otro lado de la falla, o de establecer una historia geológica común para el conjunto de los materiales.

En la cartografía de la Cordillera Central se han reconocido siete grandes unidades litoestratigráfico-geoquímicas formando parte de una gran secuencia magmática de edad Jurásico Superior-Cretácico Superior, que de base a techo son (Fig. 1.4.; Contreras et al., 2004; Escuder Viruete et al., 2004, 2006, 2007, 2008; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004; Urien et al., 2004): (1) la Peridotita serpentizada de Loma Caribe; (2) la Asociación volcano-plutónica oceánica de Loma La Monja; (3) el Chert de El Aguacate; (4) el Complejo Duarte; (5) las rocas extrusivas y subvolcánicas del Grupo Tireo; (6) los basaltos de la Formación Loma de Pelona-Pico Duarte; y (7) los basaltos y sedimentos de la Formación Magua. La secuencia está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, Macutico, El Bao, El Río, Jumunuco y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos asociados, y plutones subconcordantes de leucotonalitas foliadas. Todas las unidades fueron heterogéneamente deformadas y metamorfizadas en condiciones de la facies de prehnita-pumpellita, esquistos verdes y anfibolitas, pero preservándose a menudo las texturas ígneas. Desde un punto de vista evolutivo, estas unidades se pueden agrupar en tres conjuntos: el oceánico pre-arco Cretácico Inferior, el volcanismo de arco Cretácico Superior, y el magmatismo intraplaca Cretácico Superior más alto.

1.4.1.1. Conjunto oceánico pre-arco

La Peridotita de Loma Caribe consiste en >6 km de espesor de harzburgitas, dunitas y lherzolitas con espinela intensamente serpentizadas, con pequeños cuerpos de cromita podiforme e intrusiones de diques de gabros y doleritas (Lewis et al., 2002, 2006). Las doleritas son especialmente abundantes en la parte más alta de la peridotita donde forman sills de potencia métrica a decamétrica. La Peridotita de Loma Caribe constituye un fragmento del manto del océano proto-Caribeño, que ha experimentado una compleja historia de fusión (Lewis et al., 2006), y que ha sido levantada tectónicamente por la Zona de Falla de La Española.

El conjunto volcano-plutónico de Loma La Monja consiste en una secuencia de <3 km de espesor de gabros isótopos, doleritas masivas, lavas basálticas submarinas masivas y almohadilladas (Escuder Viruete et al., 2004, 2008). La base del conjunto aparece en contacto tectónico con la peridotita de Loma Caribe (Dupuis et al., 1997; Lapiere et al., 1999). La Formación de Chert de El Aguacate consiste en unos 150-m de potencia de rocas sedimentarias silíceas pelágicas, variablemente recristalizadas, que forman capas muy regulares de 3 a 5 cm de potencia. Contienen microfauna de radiolarios de edad Oxfordiense a Titónico (Montgomery et al., 1994). Localmente, los cherts intercalan

delgadas capas de calizas pelágicas y están intruidos por sills de magmas OIB del Complejo Duarte (Escuder Viruete et al., 2008).

El Complejo Duarte comprende una secuencia de rocas metavolcánicas máficas y ultramáficas OIB de ~2,5-km de potencia, donde se distinguen dos unidades litoestratigráfico-geoquímicas (Escuder Viruete et al., 2008). La unidad inferior está dominada por flujos masivos y bandeados de picritas (>18 wt. % MgO) y basaltos toleíticos ricos en Mg (>12 wt.% MgO), localmente con autobrechas, intruidos por diques sinvolcánicos y sills de basaltos y doleritas. La unidad superior está compuesta por un apilamiento de ~1 km de espesor de flujos submarinos masivos y homogéneos de basaltos y ferrobasaltos medianamente alcalinos, con raras intrusiones de diques máficos sinvolcánicos.

1.4.1.2. Volcanismo de arco

La secuencia de arco está definida por >3-km de potencia de rocas volcánicas, subvolcánicas y volcano-sedimentarias del Grupo Tireo de edad Cenomanense a Maastrichtiense (Lewis et al., 1991), siendo su base discordante sobre el Complejo Duarte (Contreras, 1987; Escuder Viruete et al., 2004, 2007). La unidad basal de El Yujo, al NO de Jarabacoa, consiste de 20-35 m de alterancias de pizarras oscuras-grises, calizas pelágicas, cherts, tobas y sedimentos tufáceos, que pasan hacia techo a flujos y brechas de dacitas y riolitas alteradas, con pequeños depósitos de sulfuros volcanogénicos. En el área de Restauración-Jicomé se distinguen dos grandes conjuntos en la Fm Tireo (Stein et al., 2004; Urien et al., 2004): el andesítico inferior y el dacítico-riolítico superior. Intercaladas y sobre todo hacia techo de ambos conjuntos, aparecen rocas sedimentarias volcanogénicas, lutitas y carbonatos marinos. El conjunto andesítico inferior es esencialmente volcanoclástico, distinguiéndose de base a techo: flujos lávicos andesíticos y basálticos afíricos y masivos, tobas andesíticas predominantemente líticas y vítreas, tobas andesíticas vítreas, tobas finas con intercalaciones de lapilli accrecionario y lutitas con intercalaciones de calizas grises, calcarenitas y margas. El conjunto dacítico-riolítico superior se inicia con depósitos de brechas y tobas principalmente dacíticas, pero también andesíticas y riolíticas, que pasan a lavas dacíticas y riolíticas con intrusiones de criptodomas y sills, con facies autoclásticas y asociadamente mineralizaciones de sulfuros masivos. Estos dos conjuntos litoestratigráficos son muy probablemente extensibles a la región de Gajo de Monte-Constanza-Arroyo Caña.

1.4.1.3. Magmatismo intraplaca

Culminando la secuencia magmática, aparece un magmatismo intraplaca toleítico, de transicional a alcalino, representado por la Formación de Basaltos de Pelona-Pico Duarte (Stein et al., 2004; Joubert et al., 2004). Estos basaltos son probablemente discordantes sobre el Grupo Tireo, aunque no se descarta una cierta contemporaneidad, apareciendo en los sectores más elevados de la Cordillera Central, en las alineaciones de Lomas de Los Guandules-Peña Blanca en Restauración; Nalga de Maco y Los Aparejos en Jicomé; y Pico del Barranco-La Pelona-Pico Duarte en Lamedero-Manabao. Litológicamente, es muy homogénea y compuesta por una acumulación de más 300 m de potencia de lávas masivas ricas en Ti y Nb, de afinidad OIB. Su edad ha sido recientemente establecida como Campaniense-Maastrichtiense (Escuder Viruete et al., 2009).

La Formación Magua (Palmer, 1963) presenta un área de afloramiento limitada a la Zona de Falla de La Española. Consiste en una serie en parte sintectónica y de gran espesor, aunque de difícil evaluación, que incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, turbiditas, calizas de plataforma y conglomerados fluviales, todo ello con un rango de edades probablemente comprendido entre el Paleoceno y el Oligoceno. La Formación aflora en una banda ONO-ESE entre Dajabón y Monción, extendiéndose al E por San José de las Matas y Jánicó, a lo largo de la ZFLE (Contreras et al., 2004; Escuder Viruete et al., 2006). Estos materiales se disponen en discordancia angular sobre el Complejo Duarte y la Formación Tireo. Las intercalaciones de calizas dentro de la Fm. Magua han proporcionado microfauna de edad Cretácico Superior-Eoceno Superior, aunque puede tratarse de rocas resedimentadas, o de unidades temporalmente posteriores. En el área de Monción-Santiago Rodríguez, las rocas volcánicas (Miembro el Rodeo) están representadas por flujos basálticos, autobrechas, diques doleríticos e intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas, las cuales presentan una afinidad OIB intraplaca (Escuder Viruete, 2004). La deformación asociada a la Zona de Falla de La Española que afecta a las rocas de la Fm Magua y unidades infrayacentes es muy heterogénea y de características dúctil-frágil y frágiles, dando lugar a la formación de rocas miloníticas y filoníticas primero, y rocas cataclásticas más o menos foliadas y bandas de harinas de falla después, marcando el progresivo descenso de la temperatura de la deformación y su localización en zonas más estrechas con el tiempo.

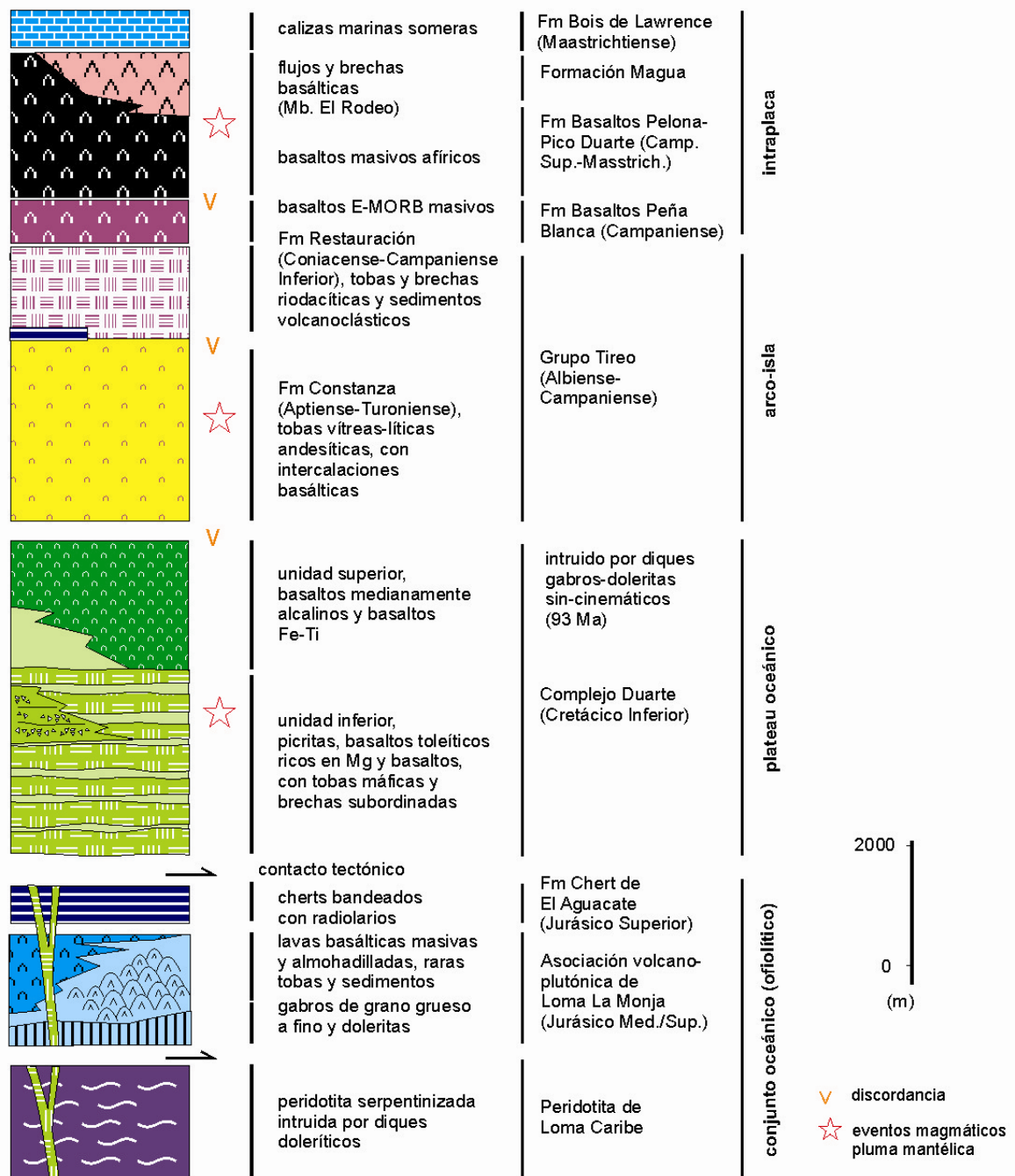


Fig. 1.4.1. Sucesión tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de la secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en los bloques tectónicos de Jicomé y Jarabacoa de la Cordillera Central.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los trabajos de cartografía geológica realizados en la Hoja de Jarabacoa (6073-II) han permitido distinguir dos conjuntos litológicos: (1) un conjunto volcano-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior; y (2) un conjunto de formaciones terrígenas superficiales Cuaternarias, que incluyen relleno de la Cuenca de Jarabacoa. Las características litoestratigráficas o litogeoquímicas de estos dos conjuntos son descritas en los apartados que siguen a continuación.

El conjunto metamórfico también incluye la unidad de peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe y está intruido por los Batolitos gabro-tonalíticos de Jumunucu, Buena Vista y del Río. Los Gabros de Los Velazquitos forman una serie intrusiva máfica de desarrollo regional, emplazadas en el dominio de la Cordillera Central. En los niveles estructuralmente más altos de la Peridotita serpentinizada de Loma Caribe intruye también un grupo de diques y sills de composición máfica. Las características estructurales, petrológicas y geoquímicas de estas unidades de rocas ígneas o metamórficas son descritas en los apartados de petrología y geoquímica de la presente Memoria.

2.1. Conjunto volcano-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior

El conjunto volcano-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior aflorante en la Hoja de Jarabacoa pertenece al dominio de la Cordillera Central (o *Median Belt* de Bowin, 1975; Palmer, 1979; Lewis et al., 1991; Lewis y Jiménez, 1991). La estructura interna del dominio de la Cordillera central se caracteriza por varias zonas de falla de dirección NNO-SSE a ONO-ESE y gran escala (Fig. 2.1): La Meseta, Río Guanajuma, Hato Viejo y Bona-La Guácara. Estas zonas de falla limitan tres dominios corticales o bloques tectónicos, denominados (Escuder-Virue et al., 2008): Jicomé, Jarabacoa y Bona, caracterizados por una diferente estratigrafía volcánica Turoniense-Campaniense, composición geoquímica y características físicas de las rocas ígneas constituyentes. A lo largo de las zonas de falla y en el interior de los bloques que limitan, intruyen en momentos de sin- a tardicinemáticos el grupo de batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, Macutico, Jumunucu-Buena Vista y Arroyo Caña, principalmente en el intervalo Coniacense-Santoniense (90-84 Ma; Escuder Virue et al., 2006a). Las principales características geológicas de los bloques tectónicos quedan recogidas en la Tabla 2.1.

El bloque de Jicomé está limitado al norte por la zona de cizalla de La Meseta (Joubert et al., 2004) y al sur por la zona de falla de San Juan-Restauración (Fig. 2.1). Está compuesto por

una secuencia de >3 km de espesor de rocas volcánicas, subcánicas y volcano-sedimentarias de arco volcánico del Grupo Tireo, así como por las Fms de Peña Blanca y Pelona-Pico Duarte. El bloque de Jarabacoa está limitado por las zonas de falla de La Española y Hato Viejo por el norte y las zonas de cizalla de La Meseta y Bona-La Guácara por el sur (Fig. 2.1). Comprende la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, el Chert de El Aguacate, el Complejo Duarte, y la Fm Restauración del Grupo Tireo, así como los equivalentes metamórficos de las anfibolitas de la zona de cizalla de La Meseta. El bloque de Bona está limitado por el sur por la zona de falla de Hato Viejo, comprendiendo la Peridotita de Loma Caribe y la Fm Peralvillo Sur, así como varios cuerpos de gabros y doleritas. La zona de falla de La Española trunca las estructuras geológicas en el bloque por el norte (Fig. 2.1).

Los materiales del Grupo Tavera rellenan cuencas sedimentarias discordantes sobre estos bloques tectónicos yuxtapuestos, lo que indica que la estructura dúctil principal en el dominio de la Cordillera Central y la yuxtaposición de los bloques fue pre-Eoceno Medio/Superior. Sin embargo, las zonas de falla fueron reactivadas durante la deformación esencialmente frágil Eoceno Superior-Oligoceno, y en el levantamiento de la Cordillera Central que tuvo lugar desde el Mioceno hasta la Actualidad (Contreras et al., 2004).

Fig. 2.1. (página siguiente) Columna tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de dos bloques tectónicos en la Cordillera Central denominados Jicomé y Jarabacoa, en los que se incluye la zona estudiada (Escuder et al., 2008). TG, Grupo Tireo; RBMb, Miembro Río Blanco; CFm, Formación Constanza; DC, Miembro Chert Dajabón; CMb; Miembro Chert Constanza; RFm, Formación Restauración; LCG, Gabros de La Cana; PBFM, Formación Peña Blanca; BPPD, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; BLFm, Formación Bois de Lawrence; EYmb, Miembro El Yujo; LVzG, Gabros de Los Velazquitos; SCFm, Formación Siete Cabezas; LCGD, gabros/doleritas intrusivos en Loma Caribe. Rangos de edades en los bloques de Jicomé y para LVzG y LCG son de Escuder Viruete et al., (2006a, 2007b, 2008) y Joubert et al. (2004). Adak, adakitas; MB, batolito de Macutico; LCB, batolito de Loma de Cabrera; LMSZ, zona de cizalla de La Meseta; HMA, andesitas ricas en Mg; NEBA, basaltos y andesitas ricas en Nb; BABB, doleritas y gabros de tipo back-arc basin. Las abreviaciones del recuadro son: SFZ= HFZ, zona de falla de La Española; BGFZ, zona de falla de Bona-La Guácara; SJRFZ, zona de falla de San José-Restauración; zona de cizalla de La Meseta (LMSZ), zona de falla de Río Guanajuma (RBSZ) y zona de falla de Hato Viejo (HVFZ).

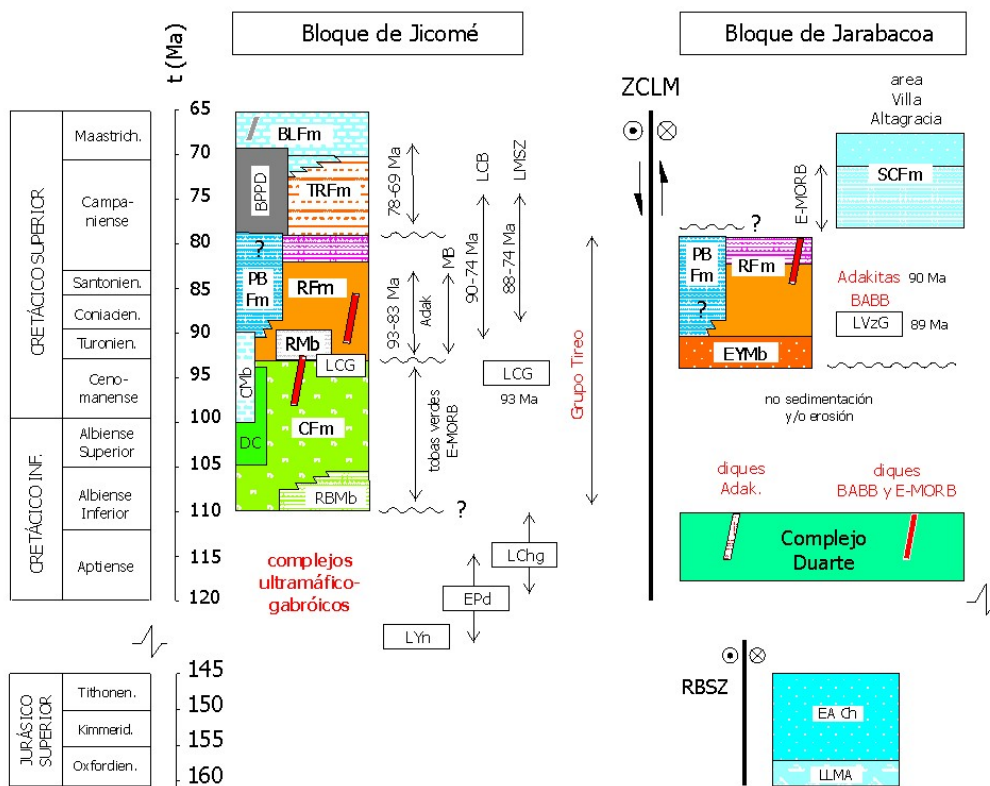
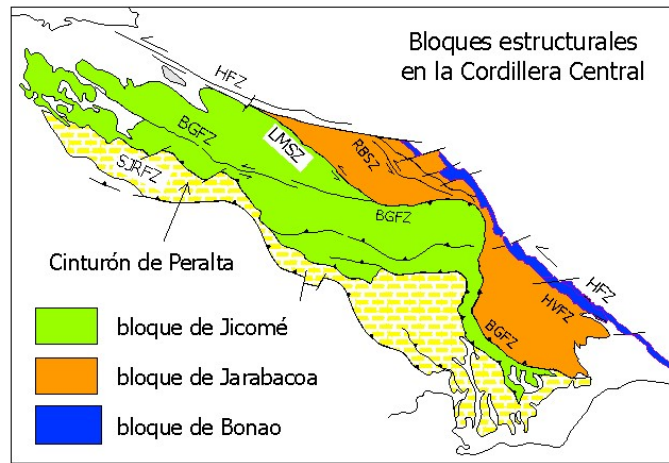


Tabla 2.1. Geología de las unidades estructurales o mantos de la Cordillera Central

<i>Bloque Tectónico</i>	<i>Unidad Tectónica Regional</i>	<i>Unidades Litoestratigráficas/Series Intrusivas máficas</i>	<i>Metamorfismo*</i>	<i>Intrusivos félsicos plutónicos y batolíticos</i>	<i>Limites Estructurales</i>
Jicomé	Meseta Caribeño y Arco Volcánico Cretácico Superior	Grupo Tireo: Miembro Río Blanco, Formación Constanza, Miembro Chert Dajabón, Miembro Chert Constanza, Formación Restauración, Formación Peña Blanca, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte, y Formación Bois de Lawrence. Gabros de La Cana	Facies subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolítica baja-P	Batolito de Loma de Cabrera, Batolito de Macutico, y Batolito de El Río	Limitada por las zonas de falla de San Juan-Restauración al sur, y la zona de cizalla de La Meseta y de Bonao-La Guácara al norte
Jarabacoa	Meseta Caribeño y Arco Volcánico Cretácico Superior	Complejo Duarte. Grupo Tireo: Formación Restauración, Formación Peña Blanca, Formación Magua, Miembro El Yujo. Gabros de Los Velazquitos	Facies subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolítica baja-P	Batolito de Jumunucu, Batolito de El Bao, y Batolito de Arroyo Caña	Limitada por las zonas de falla de La Meseta y de Bonao-La Guácara al sur, y de Hato Viejo y La Española al norte. Zona de cizalla Río Guanajuma.
Bonao	Cuenca Trasera Arco Cretácico Superior	Formación Siete Cabezas. Gabros/doleritas intrusivos en Loma Caribe. Peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe	Facies esquistos verdes y anfibolítica baja-P		Limitada por las zonas de falla de Hato Viejo y La Española. Estas fallas son pre-Eoceno Medio/Superior (fossilizadas por Grupo Tavera)
Hatillo (?)	Arco Cretácico Inferior	Esquistos de Maimón-Amina	Facies subesquistos verdes y esquistos verdes	Plutones dioríticos eocenos	Limitada por las zonas de falla de La Española (fossilizadas por Grupo Tavera) y Cabalgamiento Hatillo (fossilizada Fm Don Juan, Paleoceno).

* El metamorfismo se refiere a las condiciones P-T máximas alcanzadas

2.1.1 Asociación Loma La Monja. Basaltos almohadillados e hialoclastitas, brechas basálticas, y basaltos masivos con intercalaciones de tobas máficas (12)

La Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja aflora exclusivamente en el dominio estructural de la Cordillera Central, situado al SO de la zona de falla de La Española. Esta asociación litológica aparece formando varios bloques limitados por zonas de falla de dirección ONO, que se distribuyen formando un lentejón de unos 20 kms de longitud y 2,5 km de anchura a lo largo de las Hojas de La Vega, Jarabacoa y Fantino. Los contactos entre la Asociación volcano-plutónica y la Peridotita de Loma Caribe al NE o el Complejo Duarte al SO son siempre tectónicos.

La Asociación consiste de una secuencia de unos 3 km de potencia máxima compuesta por gabros isótropos, gabros olivínicos bandeados o acumulados subordinados, doleritas y basaltos masivos, y sus equivalentes metamórficos. Aflora en el extremo NE de la Hoja de Jarabacoa, adosada a la Peridotita. Los mejores afloramientos se localizan a lo largo del río Camú. Hacia techo los basaltos masivos gradúan a lavas almohadilladas e hialoclastitas, que están estratigráficamente superpuestas por basaltos porfídicos y metasedimentos marinos profundos bajo el El Chert de El Aguacate. Por lo tanto, la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja está constituida por rocas oceánicas muy posiblemente del Jurásico Medio a Superior, de protolito esencialmente ortoderivado y minoritariamente metasedimentario, que han experimentado un variable grado de deformación esquistosa y metamorfismo sincinemático en facies de subesquistos verdes y esquistos verdes. Recientemente, la Asociación ha sido interpretada como un fragmento desmembrado de la corteza oceánica Pacífica, formado por la apertura oceánica cuando Norte y Suramérica se separaron en el Jurásico Superior (Escuder Viruete et al., 2009). La Asociación está intruida por cuerpos de gabros tipo La Cana y de Los Velazquitos, en algunos sectores de forma pervasiva. La muestra de basaltos almohadillados 6073IJE9838B ha proporcionado una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en roca total de $27,8\pm 2,9$ Ma, que da posiblemente da cuenta del levantamiento y enfriamiento de la unidad en el Oligoceno.

2.1.1.1 Gabros

Donde los afloramientos permiten su observación, los gabbros de la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja forman cuerpos lenticulares de aproximadamente 0,5 km de longitud y unos 100 m de espesor, excepto en las proximidades de la localidad de Los Velazquitos, en la Hoja de La Vega, donde alcanzan 2,5 km de longitud y 350 m de espesor.

En general, los cuerpos gabroicos de la ALM están rodeados o cortados por zonas de cizalla de alto ángulo y subverticales transcurrentes, donde muestran una marcada disminución del tamaño de grano y son transformados en anfibolitas de fuerte fábrica plano-linear

En los cortes realizados regionalmente siguiendo los ríos Camú, Yaque del Norte y Yamí, el contacto con la Peridotita de Loma Caribe estructuralmente infrayacente, es tectónico y en la actualidad caracterizado por una fuerte deformación retrógrada por cizalla dúctil. En el sector de Loma La Monja, en la Hoja de La Vega, los gabros y las peridotitas serpentinizadas están tectónicamente imbricados. Internamente, los cuerpos de gabros están caracterizados generalmente por la ausencia de un bandeado magmático y de cambios texturales sistemáticos en la vertical, pero muestran una relativa gran diversidad composicional (ver aparteado de geoquímica), desde gabros olivínicos ricos en Mg primitivos a gabros ferro-titanados muy evolucionados. Al microscopio, la parte rica en Mg de estos cuerpos (<20 % en volumen) es de grano medio a grueso, equigranular, de textura intergranular a subofítica, con olivino subidiomorfo, plagioclasa idiomorfa, y clinopiroxeno de subidio a alotriomorfo como constituyentes principales, y Cr-espinela (inclusiones en olivino), ortopiroxeno, ilmenita, magnetita, apatito y opacos como accesorios.

A escala de afloramiento, los gabros magnesianos gradúan a gabros y gabros ferro-titanados con plagioclasa y clinopiroxeno de grano medio a fino. El conjunto de los gabros aparece intruido por diques doleríticos y basálticos de composición similar que no han desarrollado bordes enfriados, indicando que su emplazamiento tuvo lugar durante el enfriamiento de los cuerpos gabroicos. Estos gabros composicionalmente más evolucionados presentan texturas intersectales a subofíticas, en las que el clinopiroxeno ocupa posiciones intergranulares respecto a los prismas elongados de plagioclasa. Mineralógicamente, están constituidos principalmente por plagioclasa y clinopiroxeno, así como por cantidades variables de olivino, anfíbol verde, titano-magnetita, ilmenita y apatito. En los gabros evolucionados, el anfíbol es una hornblende hastingsítica, y aparece como granos intersticiales entre plagioclasa y clinopiroxeno o puede formar bordes y coronas en torno o parches dentro de los clinopiroxenos. Gran parte del anfíbol es producto de la alteración tardi- o post-magmática del clinopiroxeno, llegando incluso a ser la única fase ferromagnesiana silicatada en algunas muestras. La plagioclasa está a menudo alterada a una mezcla de grano muy fino de albita, clorita, epidota amarilla, prenhita y pumpellitita.

2.1.1.2 Diques doleríticos

Los diques doleríticos forman una secuencia de localmente 0,5-1 km de espesor de rocas subvolcánicas máficas, que gradúan hacia techo a rocas basálticas extrusivas. Las doleritas y subordinados microgabros aparecen también como cuerpos lenticulares de >250 m de longitud y sobre 100 m de potencia, estructuralmente superpuestos sobre la Peridotita de Loma Caribe a través de un contacto fallado. Igualmente, existen diques de doleritas individuales que intruyen cortando a las peridotitas serpentinizadas, aunque su composición resulta ser muy variable (ver apartado de geoquímica).

Como los gabros, las doleritas gradúan en composición desde doleritas magnesianas a doleritas ferrotitanadas evolucionadas, ricas en óxidos de Fe-Ti. Texturalmente son generalmente rocas masivas y presentan texturas intersertales e intergranulares a subofíticas de grano fino, con plagioclasa idiomorfa (40–50% modal), clinopiroxeno intersticial (30–40%) y parches redondeados de clorita que pueden representar pseudomorfos de olivino, el cual aparece fresco raramente. En las doleritas ferrotitanadas, aparecen también hornblende marrón intersticial y titano-magnetita (que llega incluso a 5-10% modal), así como granos aciculares de apatito. Los diques de microgabros son de grano medio, presentan texturas ofíticas a subofíticas y están compuestos principalmente por plagioclasa y clinopiroxeno.

Todas las doleritas han sido afectadas por un metamorfismo hidrotermal en condiciones de la facies de prehnita-pumpellita a de esquistos verdes de baja-T. Como consecuencia, la plagioclasa presenta un aspecto anubarrado debiso a la sericitización de grano muy fino, y los minerales ferromagnesianos aparecen reemplazados por clorita ± actinolita. Por otro lado, las doleritas y basaltos de la ALM aparecen frecuentemente a escala de afloramiento y al microscopio afectadas en grado variable por el desarrollo de una red de venas y microfisuras, rellenas por epidota amarilla rica en Fe^{3+} (pistachita), clorita, albita, pumpellita, cuarzo y calcita.

2.1.1.3 Rocas Volcánicas

Las rocas volcánicas de la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja presentan buenos afloramientos a lo largo de los ríos Camú en sector de Guaiguí en la Hoja de Jarabacoa y Yaque del Norte en el sector de El Aguacate en la Hoja de La Vega, principalmente. Las rocas volcánicas son de composición basáltica y aparecen formando flujos masivos, lavas almohadilladas, brechas volcánicas e hialoclastitas, así como diques de alimentación que muestran contactos enfriados frente a las rocas encajantes. Las lavas

almohadilladas y las hialoclastitas forman una secuencia de 50 a 150 m de potencia, que aparece estratigráficamente bajo basaltos ferro-titanados, sedimentos tufáceos y metasedimentos lutíticos bajo el Chert de El Aguacate Chert (Fig. 1).

Al microscopio los flujos basálticos son no vesiculares y contienen microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y menos frecuentemente olivino, aunque son generalmente afíricos. Las texturas son predominantemente intergranulares e interseccionales de grano fino, pero también incluyen tipos subofíticos/ofíticos. Composicionalmente, las lavas gradúan desde basaltos toleíticos con plagioclasa y clinopiroxeno con algún basalto olivínico magnesiano, a basaltos toleíticos ferrotitanados muy evolucionados. Los basaltos magnesianos se caracterizan por la abundancia de fenocristales de olivino esqueléticos, de subidio- a idiomorfos y Cr-espinela en una mesostasis rica en óxidos de Fe y Ti. Los basaltos ferro-titanados contienen entre 3-15% modal de titano-magnetita, con ilmenita, apatito y a menudo sulfuros de Fe-Cu. Los basaltos almohadillados poseen almohadillas de diámetro generalmente inferior a 1 m y están desprovistos de amígdalas, pero a menudo muestran fracturas radiales. Texturalmente se caracterizan por presentar microfenocristales de clinopiroxeno y olivino en una mesostasia compuesta por fibras de plagioclasa, clinopiroxeno, y probable vidrio desvitrificado intersticial. Los bordes de las almohadillas son afíricos y muestran texturas de variolíticas a arborescentes. Como material inter-almohadillas se observa una brecha y microbrecha hialoclástica oscura, posiblemente mezclada con sedimentos ferruginosos. En los basaltos se observa el desarrollo pervasivo de una alteración hidrotermal, que da lugar a la formación de pseudomorfos de plagioclasa compuestos por parches de albita, la cloritización del clinopiroxeno y olivino, y la recristalización/ reemplazamiento de la mesostasia por un agregado de grano fino de albita, clorita, pumpellita, epidota, sericita y calcita.

2.1.2. Pizarras silíceas con intercalaciones de metaareniscas y cherts (13)

Las rocas metasedimentarias y metavolcanoclasticas de la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja presentan buenos afloramientos en sector de Guaiguí. La potencia y condiciones de afloramiento que presentan en este sector han permitido su cartografía. Estos materiales forman una secuencia de unos 1500 m de potencia, consistente principalmente en pizarras silíceas ocres con intercalaciones decimétricas de metaareniscas pardas y cherts oscuros. Estas rocas no han proporcionado restos fósiles, aunque se sitúan estratigráficamente bajo el Chert de El Aguacate, por lo que su edad es probablemente Jurásico Superior. Cuando el grado de deformación no es muy elevado, los protolitos

identificados consisten en tobas andesíticas de grano fino y eminentemente líticas, tobas máficas de grano fino, y areniscas volcanoclásticas de grano medio. La existencia de materiales volcanoclásticos de composición intermedia y máfica, así como su relativamente elevado espesor, sugiere la presencia cercana de un arco volcánico activo. Con el aumento de la deformación dúctil y el desarrollo de esquistosidad penetrativa, estos materiales se transforman en filitas y esquistos cuarzo-feldespáticos con moscovita y pizarras sericítico-cloríticas con epidota, generalmente de grano fino a muy fino.

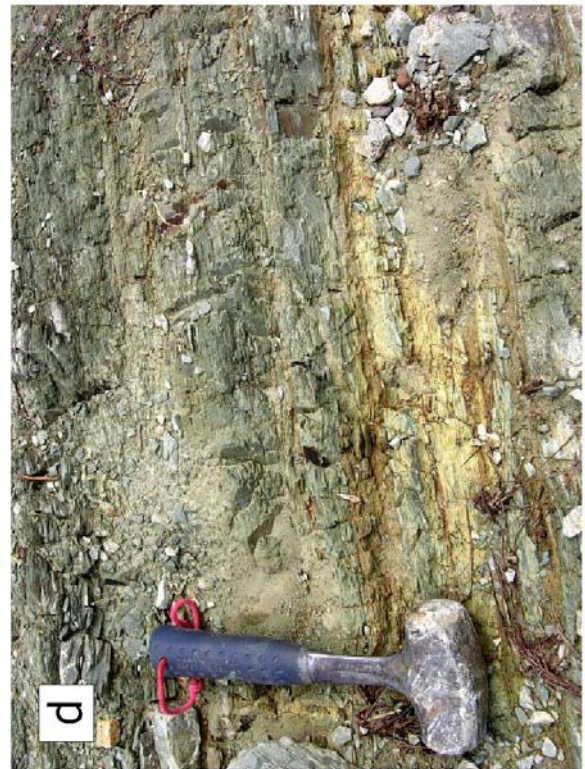
Fig. 2.1.1. (páginas siguientes). Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja. (a) Gabros; (b) Basaltos con venas epidota; (c) Sección gabros Río Yaque del Norte; (d) Diques intruyendo a diques.

Fig. 2.1.2. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja. (a); (b); y (c) Basaltos almohadillados; (d) Hialoclastitas máficas.

Fig. 2.1.3. Chert de El Aguacate. (a) Megaenclaves de chert plegados; (b) Cherts bandeados; (c) Detalle enclaves plegados; (d) Metasedimentos pelíticos y semipelíticos.







2.1.3 Cherts de El Aguacate

Los afloramientos del Chert de El Aguacate presentes en la Hoja de Jarabacoa no son de entidad cartográfica. En la Hoja de La Vega, la Fm Cherts de El Aguacate consiste en unos 150-m de potencia de rocas sedimentarias pelágicas, de composición silíceas, variablemente recristalizadas, que forman capas muy regulares de 3-5 cm de potencia de colores blancos, y menos frecuentes rojos, verdes y gris-negros. Contienen microfauna de radiolarios de edad Oxfordiense a Titónico (Montgomery *et al.*, 1994). Localmente, los cherts intercalan delgadas capas de calizas pelágicas y están intruidos por sills del Complejo Duarte. En general, todos ellos aparecen muy aplastados, cizallados y recristalizados, por lo que es rara la presencia de radiolarios identificables. El protolito de estas rocas fue tanto sedimentario hemipelágico de composición silíceas, resultado de la acumulación de radiolarios, como formado por la acumulación volcanogénica de sílice en un medio submarino.

2.1.4 Complejo Duarte. Metapicritas, metaankaramitas, metabasaltos magnesianos porfídicos, y basaltos masivos afíricos (14)

El Complejo Duarte fue definido por Bowin (1960) y Palmer (1963) para incluir un conjunto de rocas volcánicas básicas y ultrabásicas, que afloraban intruidas por los batolitos de arco a lo largo de la Cordillera Central siguiendo una banda entre Santo Domingo y el área de Jarabacoa-Monción. Palmer (1963) distinguió cartográficamente en el complejo dos facies metamórficas regionales principales: facies de subesquistos verdes, comprendiendo lavas masivas con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa, con subordinadas tobas básicas vítreas, chert bandeados y queratófilos; y facies de esquistos verdes, que incluyen rocas variablemente esquistosas en las que un anfíbol actinolita-tremolita reemplaza al clinopiroxeno ígneo. Distinguió también rocas anfíbolíticas de mayor grado, especialmente asociadas a las intrusiones de leucotonalitas con hornblenda foliadas y corneanas básicas rodeando las masas de tonalitas isótropas con hornblenda. Ambos autores sugieren que el Complejo Duarte representa un fragmento de corteza oceánica. A partir de la asociación litológica y los contenidos en elementos traza, Lewis *et al.* (1983), Donnelly *et al.* (1990), Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jimenez (1991), establecen que las picritas porfídicas con olivino y clinopiroxeno y los basaltos magnesianos que constituyen el Complejo, representan una isla o *plateau* (meseta) oceánico de edad Jurásico superior-Cretácico inferior, posteriormente modificado por el magmatismo de arco-isla Cretácico superior-Eoceno. La edad del Complejo Duarte fue establecida a partir de los radiolarios presentes en niveles de chert intercalados en la parte baja del complejo en la región de Jarabacoa (Montgomery *et al.*, 1994).

La petrología y geoquímica de picritas, cumulos ultramáficos y doleritas representativas del Complejo Duarte fueron descritas con detalle por Lapierre et al. (1997), que proponen un origen a partir de un manto enriquecido, como muestra su afinidad E-MORB y los valores de los isótopos Sr-Nd similares a los de la meseta oceánica Caribeño-Colombiano. Según estos autores, el Complejo Duarte representa los restos del meseta proto-Caribeño generado en torno a los 150 Ma por un punto caliente de tipo Galápagos. En un trabajo posterior, Lapierre et al. (1999) aportan edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de $86,1\pm 1,3$ Ma para el enfriamiento de anfiboles de metapicritas y de $86,7\pm 1,6$ Ma de anfibolitas que sugieren una edad para el Complejo más joven, resultando contemporáneos con los basaltos del Cretácico Superior sondeados durante el DSDP Leg 15 (Sinton et al., 2000). Posteriormente, Lewis et al. (1999) argumentan que las edades radiométricas de 87-86 Ma obtenidas por Lapierre et al. (1999) en anfiboles metamórficos, son el resultado de los efectos térmicos asociados con el metamorfismo orogénico y la intrusión de granitoides. En este sentido, las edades obtenidas para las intrusiones máficas-ultramáficas de Loma de Cabrera (123 Ma, K/Ar; Kesler et al., 1991) y del batolito de la Jautia ($121,4\pm 6$ Ma Ar/Ar en Hbl, Hernáiz Huerta et al., 2000), establecen aparentemente una edad anterior para el Complejo Duarte encajante.

El Complejo Duarte comprende una secuencia de rocas metavolcánicas máficas y ultramáficas de ~2,5-km de potencia, en el que recientemente han sido reconocidas dos unidades litoestratigráficas en el sector de El Rubio-Diferencia (Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2007a, b), compuestas por cuatro grupos geoquímicos de rocas metavolcánicas. El grupo Ia está compuesto por basaltos ricos en Mg (>12 wt% MgO) pobres en Ti, y el grupo Ib por picritas (>18 wt% MgO) ricas en Ti y basaltos ricos en Mg primitivos, apareciendo ambos interestratificados en los niveles más bajos de la unidad inferior; el grupo II está constituido por picritas con enriquecimiento en LREE, ferropicritas y basaltos ricos en Mg, formando la secuencia de lavas principal de la unidad inferior; y el grupo III por basaltos ferrotitanados enriquecidos en LREE-enriched está presente exclusivamente en la unidad superior. Estos autores aportan edades *plateau* ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblendas de anfibolitas foliadas pertenecientes a la Zona de Cizalla de Guanajuma de $93,9\pm 1,4$ y $95,8\pm 1,9$ Ma (Cenomaniense: 99,6-93,5 Ma), que demuestran una edad anterior para los protolitos volcánicos, probablemente Albienses (>96 Ma). Por lo tanto, una etapa de edad Cretácico Inferior de construcción de la meseta oceánica Caribeña está registrada en la Cordillera Central.

En la Hoja de Jarabacoa, las rocas del Complejo Duarte aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas espilitizadas que han preservado las texturas e incluso parte de la mineralogía ígnea, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sin-cinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes, anfibolitas de baja-P y corneanas hornbléndico-piroxénicas. Al sur de la zona de falla de La española y siguiendo la banda NO-SE de afloramiento de las rocas del Complejo Duarte, se observa el desarrollo de un gradiente de aumento en la deformación y el metamorfismo general hacia las Zonas de Cizalla de La Meseta y Guanajuma, pasando desde rocas volcánicas en facies subesquistos verdes hasta anfibolitas de fábrica plano-linear de características blastomiloníticas. Al intruir de forma sincinemática a lo largo de estas zonas de cizalla los Batolitos de El Bao, Jumunucu y Buena Vista, así como numerosas láminas de leucotonalitas con hornblenda foliadas, en su entorno tiene también lugar el desarrollo de aureolas de rocas corneánicas básicas de grano fino y masivas, las cuales son frecuentes también como enclaves y *roof pendants* dentro de los batolitos.

Fig. 2.1.4. (página siguiente). Complejo Duarte. (a) Metalavas basálticas porfídicas foliadas; (b) dique doleritas concordante con la Sp encajante; (c) Duarte máfico foliado en sección Río Yaque del Norte; (d) Complejo Duarte afectado por zonas de cizalla y shear bands dirigidos al NE. N de La Cabirma.



2.1.5. Grupo Tireo

Esta unidad fue originariamente definida por Bowin (1960, 1966) con rango de Formación en el área de El Río-Constanza, para incluir los extensos afloramientos de rocas volcánicas presentes en la Cordillera Central Dominicana. Para este autor, la Fm Tireo consiste en una potente sucesión de rocas volcanoclásticas y sedimentarias, estimada en más de 4000 m de potencia, con intercalaciones de flujos volcánicos e intrusiones de rocas plutónicas y subvolcánicas de muy variada composición. Posteriormente, la Formación Tireo ha sido objeto de estudios por parte de Mesnier (1980), el JICA/MMJA (1985) y Lewis et al. (1991, 2002), principalmente. Los restos de foraminíferos hallados en los niveles de calizas intercalados han permitido establecer una edad Cenomaniense-Maastrichtiense (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Lewis et al., 1991). Lewis et al. (1991) reagrupa las rocas volcánicas y volcanoclásticas en un Grupo Tireo, que aflora de forma continua desde las áreas de Constanza y Restauración en la Cordillera Central hasta el Massif du Nord en Haití. En base a su composición, estos autores dividen el Grupo Tireo en una unidad inferior y otra superior, donde las intercalaciones sedimentarias fueron separadas informalmente en Miembros. La unidad inferior incluye una potente secuencia de tobas vítreas-líticas con intercalaciones de sedimentos. Los microfósiles presentes en calizas y cherts indican una edad para el volcanismo Cenomanense Superior-Turonense a Senoniense Inferior (Gómez Sáinz, 2000). La unidad superior consiste de lavas dacíticas a riolitas y rocas piroclásticas de edad Santoniense Superior a Campaniense Inferior (Lewis et al., 1991). En el área de Restauración, el Grupo Tireo es discordante bajo los sedimentos marinos turbidíticos de la Fm Trois Rivières (Stein, 2004). Lewis et al. (1991, 2002) establecen que el Grupo Tireo es de quimismo calcoalcalino *sensu lato*, y su posición en la Cordillera Central representa el eje de la actividad magmática ligada al estadio de arco Cretácico Superior.

Los nuevos trabajos cartográficos han permitido establecer que el Grupo Tireo comprende una secuencia de >3-km de potencia, compuesta por rocas volcánicas, subvolcánicas y volcano-sedimentarias, de variables características litológicas y geoquímicas. Siguiendo a Lewis et al. (1991), el Grupo incluye dos formaciones litoestratigráficas principales que intercalan varios miembros. El desarrollo de cada unidad permite a su vez distinguir dos sectores en la zona estudiada: el sector meridional (bloque de Jicomé) donde aparecen tanto la Fm Constanza infrayacente como la Fm Restauración; y el sector septentrional (bloque de Jarabacoa) donde sólo aparece representada la Fm Restauración. Sin embargo, la Fm Constanza podía estar aquí representada en algunos tipos anfibolíticos de composición geoquímica similar. Los basaltos de la Fm Peña Blanca serían igualmente geoquímicamente correlacionables.

2.1.5.1. Grupo Tireo, Sector Sur. Formación Constanza. Tobas líticas y vítreas masivas, de composición intermedio-básica (19)

Debido a los rápidos cambios de facies y poca continuidad de afloramiento, en la Hoja de Jarabacoa no ha sido posible levantar una serie estratigráfica para la Fm Constanza. Sin embargo, las principales litofacies que la componen han podido ser establecidas. La unidad está dominada por litofacies de tobas de grano grueso y brechas volcánicas hidroclásticas submarinas de composición básica-intermedia, con esporádicas intercalaciones de flujos basálticos y andesíticos, así como de rocas volcanoclásticas máficas de grano fino (Escuder-Viruete et al., 2007). La unidad se caracteriza por una pervasiva alteración verde de tardi- a post-magmática. Con un espesor >2500 m, esta extensa secuencia piroclástica aflora de forma continua desde el área de Restauración-Jicomé a la de Gajo del Monte-Constanza-Fantino, siempre al sur de la Zona de Falla de Bonao-La Guácara. Hacia el NE, en el área de Monción-Jarabacoa, la Fm Constanza no está presente.

Las facies de brechas hidroclásticas forman acumulaciones de fragmentos subangulosos líticos y de vidrio, masivas y soportadas por los bloques generalmente monogenéticos, producidas por la fragmentación por enriamiento súbito de flujos de lava. Las tobas hidroclásticas y tobas de lapilli vítreas-líticas constituyen acumulaciones masivas o mal estratificadas en capas potentes, compuestas por *shards blocky* y angulosos, formadas por erupciones freatomagmáticas y la fragmentación de flujos lávicos. Cuando constituyen acumulaciones polimícticas con fragmentos de rocas volcánicas rojas alteradas resultan más bien de explosiones freáticas. Predominan las tobas compuestas por fragmentos (angulosos a subredondeados) líticos gris verdosos a amarillos y de vidrio devitrificado (*shards* palagoníticos) con algunas vesículas, y escasos (<2%) fragmentos de cristales de piroxeno, plagioclasa y hornblenda. Algunos fragmentos líticos son de rocas gabroicas y doleritas. Los clastos de cuarzo monocristalino son ausentes. Sin embargo, en el corte del río Camú se han observado clastos centimétricos de chert derivados del Chert del Aguacate o Mb El Yujo infrayacentes.

Las facies volcánicas efusivas incluyen flujos de lava coherentes y flujos de brechas formadas por autobrechificación, generalmente de composición basáltico-andesítica a andesítica. Localmente se han observado aglomerados formados por la acumulación de clastos de igual composición, posiblemente emitidos en fuentes submarinas de magma. Los flujos de andesitas se caracterizan por agregados glomeroporfídicos de piroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe. La plagioclasa es el fenocristal más abundante (<35% modal)

con similares proporciones de euhedral/subhedral hornblenda, clino y ortopiroxeno. Las lavas basálticas verde-oscuro están presentes hacia la base de la secuencia expuesta. Texturalmente, gradúan entre predominantemente porfídicas, con fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, a vesiculares/amigdaloides y afíricas. Los microgabros y doleritas se interpretan como la parte interna de lóbulos y como diques de alimentación sin-volcánicos.

Las rocas piroclásticas de la Fm Constanza fueron emitidas y parcialmente remobilizadas (flujos de masas) o retrabajadas ya solidificadas en un medio submarino relativamente profundo. Se trata de depósitos *debris flows*, generalmente poligénicos, en capas masivas de potencia variable, constituidas por bloques heterométricos soportados por la matriz. En la carretera de Jarabacoa a Constanza se observan capas gradadas de estos depósitos con laminación cruzada de alto ángulo a techo. Sin embargo, por encima de la secuencia de tobas verdes principal, al SW de Restauración aparecen unos 30-100 m de tobas verdes y rojas-moradas alternantes, con capas decimétricas intercaladas de lapilli acrecionario (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004). Estas facies piroclásticas evidencian procesos de la fragmentación explosiva por expansión de los volátiles magmáticos. Los depósitos de caída resultantes, depositados en un medio de aguas someras transicional a subaéreo, forma capas relativamente bien seleccionadas y estratificadas de tobas y tobas de lapilli. Los depósitos por flujos piroclásticos subaéreos son escasos, posiblemente por su difícil conservación, y consisten en flujos de lapilli y cenizas, de composición máfica, compuestos por fragmentos poco vesiculados generados por frentes de flujos de lavas o colapso de la columna eruptiva.

Regionalmente, la Fm Constanza incluye escasos depósitos sedimentarios biogénicos, como calizas gris-azul oscuras y capas silíceas radiolaríticas de medios relativamente profundos, así como calcarenitas bioclásticas con biohermos asociados de medios más someros. Los radiolarios fósiles de edad Albiense a Cenomanense Superior en cherts localizados en los niveles estratigráficos más bajos cerca de Dajabón, sugieren que el inicio del volcanismo de la Fm Constanza fue en el Albiense-Cenomanense (Montgomery y Pessagno, 1999; Uriene *et al.*, 2004). Esta edad es consistente con la edad Albiense-Cenomanense obtenida mediante microfósiles por Gómez Sáinz (2000) en el Mb Río Blanco. Por otro lado, el contenido en foraminíferos del Mb Calizas de Constanza indica una edad pre-Turonense para la Fm Constanza infrayacente (Bowin, 1975; Lewis *et al.*, 1991b). En una posición estratigráfica similar, las calizas gris-oscuro intercaladas a techo de la Fm Constanza en Restauración contienen microfósiles de edad Turonense (Robinson, 1983).

Consideradas en conjunto, estos datos indican una edad Albiense-Cenomanense (112-99 Ma) para la Fm Constanza. Las edades *plateau* Ar-Ar de 105 ± 6 Ma para los gabros de Loma Chacuey y de 101 ± 2 Ma para una tonalita con hornblenda del batolito de Loma de Cabrera (Contreras *et al.*, 2004), sugiere la intrusión contemporánea de las unidades plutónicas más tempranas. Sin embargo, las características geoquímicas de la unidad sugieren relaciones con los Gabros de La Cana, que han proporcionado una edad de 93 Ma (Escuder-Viruete *et al.*, 2008).

2.1.5.2. Formación Restauración

La Fm Restauración está compuesta por flujos dacíticos a riolíticos, tobas, brechas, domos dacíticos extrusivos brechificados y criptodomas, así como cuerpos intrusivos de domáticos y diques de riolitas de grano fino (Escuder-Viruete *et al.*, 2007). La secuencia presenta intercalaciones de flujos basálticos y andesíticos y está intruida por diques máficos. Localmente, aparecen también tobas félsicas monogenéticas silicificadas, tobas ricas en cristales, tobas de lapilli, ignimbritas, y en el área de Restauración secuencias grano-decrecientes de areniscas y limos volcanoclásticos, y lentejones de calizas. La Fm Restauración tiene una potencia de 600-1500 m en las áreas de Dajabón, Restauración-Jicomé y Jánico-Jarabacoa, acuñándose hacia el SE en las áreas de Gajo del Monte, Constanza y Sabana Quéliz.

Los flujos de lavas silíceas son muy viscosos y forman, principalmente, domos brechificados de grano-grueso submarino someros, e intrusiones subvolcánicas. Los flujos e intrusiones poseen texturas desde microcristalinas, a porfídicas de grano grueso a holocristalinas. Estas rocas ácidas forman también depósitos de brechas y piroclásticos producidos por explosiones freatomagmáticas. En torno a los centros emisivos ácidos tuvo lugar una importante actividad hidrotermal tardía, que produjo depósitos epitermales de sulfuros-barita polimetálicos (Cu-Au-Ag) significativos. De forma característica, las dacitas son porfídicas y de color gris claro, amarillo-beige y rosa, con fenocristales abundantes de plagioclasa, hornblenda, sanidina y cuarzo con golfos de corrosión, con raro clinopiroxeno. Las riolitas porfídicas se caracterizan por su textura de grano fino y color blanco-amarillo a rosado, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y la ausencia de ferromagnesianos.

La presencia de fragmentos de tobas verdes andesíticas en las tobas dacíticas indica una edad más joven de la Fm Restauración respecto a la Fm Constanza. Resgionalmente, este hecho concuerda con la edad Turoniense-Coniacense obtenida a partir de fósiles en un nivel

discontinuo de ~25 m de potencia de chert, localizado a techo de la Fm Constanza al sur de Restauración e intruido por riolitas, así como por la edad *plateau* Ar-Ar de hornblenda de $81,2 \pm 8,2$ obtenida en dacitas (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004). Recientemente, en el área de Jarabacoa, una edad U-Pb en zircones de $89,0 \pm 0,9$ Ma (límite Turoniense-Coniacense) ha sido obtenida en los flujos riolíticos más bajos de la Fm Restauración (Escuder-Virujete *et al.*, 2007 b), la cual también establece una edad más antigua para el Mb El Yujo infrayacente.

El contenido fósil en las lutitas calcáreas moradas, que se superponen conformablemente a las rocas volcánicas ácidas de la Fm Restauración en el área de Restauración, y en las calizas de la sección del Río Yuna (Sabana Quéliz), establecen una edad Campaniense Superior a Maastrichtiense (Bowin, 1975; Gómez Sáinz, 2000). Para Lewis *et al.* (1991b), estos datos sugieren que el volcanismo ácido cesó antes del Campaniense Medio (~76 Ma). Escuder Virujete *et al.* (2007 a, b) aportan datos geocronológicos que establecen el inicio del volcanismo ácido de la Fm Restauración en el límite Turoniense-Coniacense y continúa en el Santoniense al Campaniense Inferior. En las áreas de Restauración-Jicomé y Constanza, estos depósitos epiclásticos y sedimentarios están superpuestos discordantemente por las calizas biomicríticas blancas y rojas, bien estratificadas, de la Fm Bois de Lawrence, de edad Maastrichtiense Superior.

En la Hoja de Jarabacoa se han distinguido cartográficamente varias unidades dentro de la Fm Restauración, que son descritas someramente a continuación. Sus principales características petrológicas y geoquímicas son descritas con detalle en los apartados correspondientes.

2.1.5.2.1. Grupo Tireo. Miembro El Yujo: Chert, calizas y pizarras negras (15)

El Miembro El Yujo consiste en 20-35 m de arcillas oscuras, calizas, cherts laminados, lutitas tufáceas y tobas de grano fino. Esta unidad basal aflora en el sector NO de la Hoja de Jarabacoa, donde se dispone discordante directamente sobre el Complejo Duarte y está en esta área superpuesta por flujos y brechas ácidas (~89 Ma), que alojan pequeños depósitos epitermales de Au-Ag-Cu de interés económico.

2.1.5.2.2. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas intermedio-básicas (16)

Hacia la base de la Formación aparecen tramos de metavolcanitas, filitas y esquistos máficos, derivadas de protolitos volcánicos de composición andesítica o basáltico-andesítica. Tanto la minerología como las texturas originales han sido generalmente traspuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático. Sin embargo, se han observado relacionados cuerpos intrusivos plutónicos o sub-volcánicos de gabros y cuarzo-gabros hornbléndicos, de tonos gris blanco-verdosos, grano grueso, e isótropos; así como de gabros y ferrogabros con olivino y piroxeno, de color gris pardo-verdoso, grano fino a medio y de fábrica isótropa.

2.1.5.2.3. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas ácidas y rocas meta-epiclásticas (17)

Las metavolcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos resultan de la deformación dúctil sin-metamórfica de las rocas volcánicas dacíticas y riolíticas. Se trata de filitas y esquistos cuarzo-feldespáticos, de grano fino a medio y tonos blanquecinos, generalmente caracterizados por el desarrollo de una fábrica plano-linear Sp-Lp variablemente penetrativa.

2.1.5.2.4. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metadacitas y metariolitas porfídicas (18)

Las dacitas, riolitas y metariolitas porfídicas son rocas volcánicas y subvolcánicas de color beig-marrón claro, de composición eminentemente ácida. En estas rocas la menor penetratividad de la deformación y el metamorfismo ha permitido preservar su estructura lávica y su característica textura porfídica de matriz variablemente fluidal.

2.1.6. Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte. Basaltos masivos, afíricos y vesiculares. Localmente basaltos microporfídicos y tobas máficas (20)

Los basaltos de la Formación Pelona-Pico Duarte se disponen estratigráficamente sobre el Grupo Tireo, posiblemente de forma discordante, constituyendo la parte culminante de la secuencia magmática de la zona estudiada. Topográficamente, se localizan en los sectores más elevados de la Cordillera Central, constituyendo el macizo del Pico Duarte en la Hoja de Manabao y las áreas del Mogote de Pinar Quemado y Loma de Las Golondrinas en la de Jarabacoa.

Los basaltos de Pelona-Pico Duarte parecen ser litológicamente muy homogéneos y forman una secuencia de entre 1500 y 2500 m de espesor de flujos de basaltos típicamente afíricos y vesiculares. En las zonas centrales de los flujos pueden aparecer facies doleríticas y en las marginales facies más vesiculares y vítreas, con minoritarios niveles hialoclásticos asociados. Muy localmente intercalan niveles de basaltos porfídicos y microporfídicos con piroxeno y plagioclasa glomeroporfídicos. Los basaltos afaníticos son de color gris-azul oscuro, magnéticos, con vacuolas rellenas de cuarzo y/o calcita. Texturalmente presentan microfenocristales de olivino, Ti-augita y plagioclasa en una mesostasia de intersectoral/subofítica a vítrea. Las doleritas son de textura isótropa intergranular, compuesta por un entramado de plagioclasa que encierran augita titanada, olivino y magnetita.

Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para los basaltos de Loma Guandules (Restauración) y para un dique máfico relacionado con Hbl+Pl+Cpx (rico en Ti y Nb, afinidad OIB), intrusivo en el grupo Tireo en el área de Constanza, son de $68,4\pm 0,75$ Ma (*plateau* en roca total) y $79,4\pm 1,0$ (*plateau* en hornblenda), respectivamente (Escuder-Virueite et al., 2009). Por lo tanto, las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican una actividad magmática al menos en el intervalo 79-68 Ma (Campaniense medio al Maastrichtiense). Estos resultados son consistentes con la probable disposición discordante sobre el grupo Tireo y, de forma característica, la ausencia en ellos de intrusiones de venas de leucotonalitas con hornblenda, típicas del magmatismo ácido de arco y del emplazamiento de los batolitos tonalíticos (Turoniense-Campaniense Inferior). La presencia de enclaves de tonalitas con hornblenda en los basaltos es consistente con esta interpretación. En una etapa tardía del desarrollo del presente Informe, se han obtenido edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *plateau* en roca total para la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte de $90,91\pm 3,78$ Ma (6073IIIMJ90269) para los niveles estratigráficos inferiores y de $61,4\pm 3,3$ Ma (6073IIIMJ9034) para las superiores. Por lo tanto, la unidad incluye basaltos emitidos desde el Coniacense hasta el Maastrichtiense, posiblemente de varios eventos magmáticos independientes y separados por discordancias.

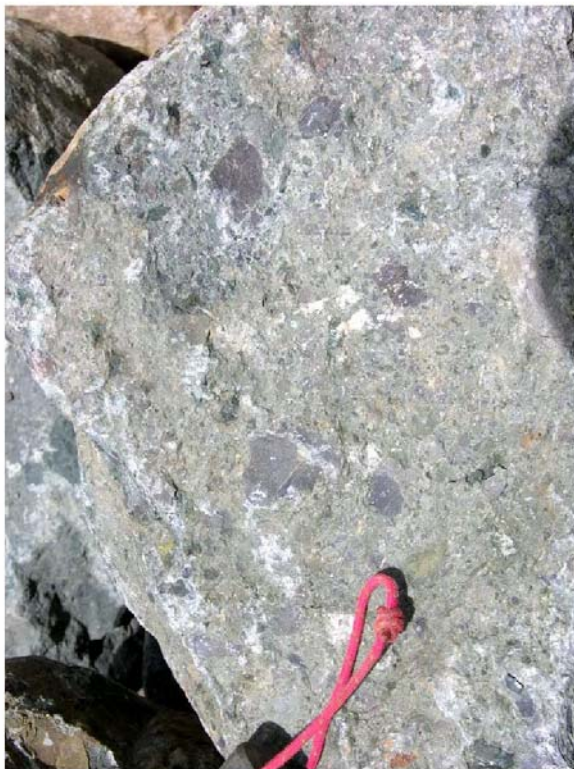
Los basaltos de Pelona-Pico Duarte son regional y geoquímicamente equivalentes a los basaltos sondeados en el DSDP Leg 165 (site 1001) de edad 81 Ma (Sinton et al., 2000); a la Formación Dumisseau del SO de Haití, con fauna desde el Coniacense-Turoniense (86-90 Ma) en la secuencia baja de la sucesión y Santoniense superior (83 Ma) a Campaniense inferior (74 Ma) en la secuencia alta (Maurrasse et al., 1979; Sen et al., 1988), también datada por K-Ar en $75,0\pm 1,5$ Ma en un sill intrusivo en la secuencia superior (Sen et al., 1988) y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 87-90 Ma (Sinton y Dunvan, 1992); a los basaltos de la Fm. Siete Cabezas que intercalan fauna de radiolarios Campanienses (Montgomery et al., 1994) y

también datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre $69,0\pm 0,7$ Ma y $68,5\pm 0,5$ Ma (roca total y plagioclasa; Sinton et al., 1998); y a los gabros, doleritas y basaltos dragados en la cresta de Beata, que registran una actividad magmática predominantemente Campaniense (Révillon et al., 2000). Todas estas unidades son atribuidas a la meseta oceánica Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 2002), por lo que los basaltos de Pelona-Pico Duarte constituyen una sección emergida del mismo. Por otro lado, la unidad se dispone estratigráficamente bajo la Fm. Calizas de Nalga de Maco de edad Eoceno medio-superior.

Fig. 2.1.5. (página siguiente). Grupo Tireo. Fm Constanza. (a) Brechas máficas; (b) Tobas verdes con clastos cherts; (c) Tobas epiclásticas. Carretera Constanza; (d) Sedimentos pelíticos (Mb. Margas de El convento?).

Fig. 2.1.6. Grupo Tireo. Fm Restauración. (a) Cherts El Yujo; (b) Brechas riolíticas basales; (c) Esquistos cuarzo-feldespáticos cizallados; (d) Esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos. NO Jarabacoa.

Fig. 2.1.7. Basaltos pelona-Pico Duarte. (a) Vista basaltos Pico Pelona; Basaltos masivos (b), bandeados (c) y vesiculares (d).







2.2. Formaciones Superficiales de edad Cuaternaria

Se consideran Formaciones Superficiales todos aquellos depósitos, consolidados o no, relacionados con el modelado del relieve actual, que resultan cartografiables. Se definen por una serie de atributos tales como geometría, tamaño, génesis, litología, textura, potencia, y cronología, si bien este último aspecto y ante la precariedad de las dataciones existentes, tiene carácter tentativo en la mayor parte de los casos.

2.2.1. Formaciones gravitacionales

2.2.1.1. Clastos angulosos con lutitas y arenas. Coluviones (27). Holoceno

Los coluviones son depósitos de cantos heterométricos subangulosos, englobados en una matriz areno-arcillosa, que proceden del desmantelamiento de las vertientes; por ello, la naturaleza de sus componentes varía en función de la constitución del área madre. Su potencia y características internas también son variables, generalmente de orden métrico. Suelen presentar colores rojizos, producto de la alteración química. Los cantos poseen composición ígneo-metamórfica, volcánica o bien sedimentaria, en consonancia con su área fuente. El hecho de su conservación en una zona de rápida evolución del relieve sugiere una edad Holoceno.

2.2.1.2. Bloques de litología variada y arenas. Movimientos en masa complejos y deslizamiento de bloques. Holoceno

Los movimientos en masa son bastante abundantes en el área de Jarabacoa, teniendo alguno de ellos longitud kilométrica. Están constituidos bien por suelo, por un potente regolito con bloques del sustrato, o por rocas del sustrato. Los formados por rocas del sustrato presentan un aspecto desordenado de arcillas y/o arenas que engloban cantos y bloques, movilizados gravitacionalmente desde las superficies de deslizamiento. Debido a la propia naturaleza del depósito, su espesor puede variar considerablemente según las zonas, llegando a alcanzar más de 20-30 m en algunos de ellos.

Dentro de este tipo de formación superficial se han distinguido deslizamientos de bloques (*block slides*), de génesis diferente. Los deslizamientos complejos cartografiados han sido originados por procesos de tipo deslizamiento en cabecera, normalmente afectados por deslizamientos rotacionales, y procesos de tipo flujo en el frente, en los que la deformación del material es muy importante. Los *blocks slide* son deslizamientos traslacionales, originados cerca de una superficie de deslizamiento planar, aunque dependiendo de su

tamaño, pueden estar conectados con otros deslizamientos rotacionales en su cabecera o en su frente. El movimiento de estos tipos de deslizamientos puede estar controlado por eventos de lluvias intensas o lluvias continuas a lo largo de años muy húmedos. Dichos movimientos están condicionados por planos de discontinuidad estructurales, bien como fallas o diaclasas, o bien por la estratificación.

En ambos tipos de movimientos en masa su génesis obedece a la existencia de elevadas pendientes, agua, existencia de planos de debilidad y actividad sísmica. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.2.1.3. Lutitas, arenas, cantos y bloques. Lóbulo o colada de solifluxión. Flujos. Holoceno

Dentro de los movimientos en masa cartografiados en la hoja, los flujos representan el 15% de los mismos. Muchos de ellos presentan morfologías alargadas y estrechas; sus tamaños son variables y varían desde algún kilómetro de largo hasta los de dimensiones métricas. Suelen afectar a suelo o regolito y dependiendo del sustrato que afecten están constituidos por lutitas, arcillas, arenas, cantos y algún bloque. Los tipos de flujos observados pueden ser de tipo mud-flow o los debris slide-flow. Depósitos de flujos han sido observados en las laderas de los ríos Guanajuma, Yami y Camú, entre Bayacanes y Jarabacoa afectando básicamente un potente regolito.

La génesis de los flujos está relacionada con elevadas pendientes y abundancia de agua de precipitaciones ya sean episodios de lluvias intensas o periodos de lluvias continuas; otros factores desencadenantes de estos movimientos son la vegetación, las propiedades mecánicas de las rocas, la sismicidad o la acción antrópica. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.2.1.4. Clastos angulosos y bloques con arenas y lutitas. Conos o taludes de derrubios (26). Holoceno

Se reconocen en varias zonas de la Hoja, predominando en el sector suroriental entre los valles del Camú y el Baiguate. En estos valles, los conos de derrubios presentan elevadas pendientes y están formados por clastos angulosos y bloques de diferentes litologías, bien de las rocas metavolcánicas del Grupo Tireo o bien de las tonalitas, gabros y dioritas del

batolito de El Río, mezclados con una matriz arenoso-lutítica. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.2.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

En este apartado se incluyen los depósitos cartografiados de abanicos aluviales antiguos (22), glaciares antiguos de cantos (23), abanicos aluviales modernos (26), terrazas altas, medias y bajas (24, 25 y 29), coluviones (27) y depósitos de fondo de valle (28), así como el material aluvial-coluvial del relleno de la Cuenca de Jarabacoa (21).

2.2.2.1. Lutitas, gravas y arenas. Abanicos aluviales de baja pendiente. Pleistoceno-Holoceno

Son las formaciones superficiales de origen fluvial más ampliamente distribuidas, destacando por su extensión las que se encuentran en relleno de la depresión o cuenca de Jarabacoa. El abanico de Jarabacoa, en la actualidad, presenta diferentes escarpes erosivos en el entorno de la ciudad. No existen buenos cortes para describir su depósito y espesor, aunque en base a medidas indirectas se puede asignar una potencia superior a 30 metros. Este abanico se encuentra relleno de una cuenca o depresión originada por la tectónica frágil más reciente de la zona, y por procesos de meteorización (alveolo de alteración). Los sedimentos que lo conforman, a pesar de la escasez de afloramientos, están constituidos por materiales finos, arenas, limos y arcillas, siendo su expresión superficial actual prados y zonas de laboreo de colores rojizos y ocreos. En las zonas proximales pueden existir depósitos groseros, constituidos por gravas redondeadas con bloques y arenas de diferentes litologías; Una descripción más detallada de las zonas proximales se hace difícil, ya que se encuentran debajo de los múltiples abanicos de alta pendiente que surgen de la sierra que se levanta al sur de la Falla de Bonao-La Guacara (sur de Jarabacoa). Se puede suponer que por lo anteriormente comentado sus edades se encuentren entre el Pleistoceno-Holoceno.

2.2.2.2. Clastos angulosos y bloques con limos y arenas. Abanicos aluviales de alta pendiente y Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno

Se trata de depósitos moderadamente evolucionados, procedentes del desmantelamiento de los relieves de la Cordillera Central; los más continuos son los que afloran al norte de la Falla Bonao-La Guacara, donde se observan dos generaciones diferentes: los primeros

incididos por el sistema fluvial actual, y los más modernos formando parte activa de este sistema fluvial actual. En muchos casos estos abanicos están vegetados y no ven sus depósitos como en la zona de Hoyo Redondo observándose a veces clastos subredondeados, desde centimétricos a bloques aislados, o como grandes bloques aislados. Se ha encontrado algún corte de detalle, que por su composición pudieran adscribirse a su origen torrencial; en general están formados por niveles métricos de conglomerados de clastos angulosos desde 1 cm a 50 cm y bloques de hasta más de 2 metros, con matriz arenosa y pasadas de arenas y limos con algún canto; en otras ocasiones presentan cantos subangulosos con matriz clasto-soportada de arenas y con intercalaciones hacia techo de capas de arenas y lutitas con clastos dispersos. Las potencias de estos depósitos pueden superar los 10 metros de espesor (carretera de Jarabacoa a Constanza, Los Corozos). En cualquier caso el predominio es de conglomerados, entre los que se intercalan niveles decimétricos a métricos de arenas y lutitas, más frecuentes hacia las zonas distales, donde se puede invertir la proporción. Lógicamente, su espesor debe variar en función del paleorrelieve plioceno sobre el que se disponen, en general con valores de orden métrico. Respecto a la edad se atribuyen al Holoceno sin descartar que algunos tengan edad Pleistoceno.

2.2.2.3. Gravas y arenas. Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

Los depósitos de terrazas están constituidos por gravas, arenas, limos y lutitas, el predominio de unos u otros materiales y su secuencia depende de cada curso fluvial y su tramo. Las gravas son polimícticas con cantos de rocas plutonometamórficas, volcánicas, y sedimentarias, predominantemente silíceas, en una matriz arenoso-limosa; el tamaño de los cantos varía notablemente, predominado los diámetros de 5 a 20 cm y a veces con algún bloque de más de 1-2 m de diámetro. Las arenas suelen ser blancas u ocre de diferentes tamaños de grano con potencias entre 1-2 metros. Los limos y lutitas son rojizos o, en ocasiones negro-grisáceas con materia orgánica y, sus potencias oscilan entre 1-3 metros. Dependiendo del río y el tramo en él que se realiza la observación, se puede ver que las terrazas bajas-llanura, por ejemplo en el Río Camú presentan gravas con cantos redondeados de 1-20 cms con matriz arenosa. En el Río Verde estas terrazas bajas están formadas por arenas y gravas, hacia el techo limos, lutitas y arcillas con colores negros, es decir, con materia orgánica.

Existen terrazas formadas por conglomerados, arenas con cantos y arcillas en el corte del río Camú. El Río Yaque del Norte presenta terrazas de diferente composición; así, en su

tramo alto, entre La Ciénaga, Manabao y Jarabacoa, se observan gravas y arenas con grandes bloques de más de 2 metros; en otros puntos de su recorrido como al sur de Jarabacoa, existen terrazas con cantos y arenas con bloques métricos. Por lo que respecta a su edad, y en función de las velocidades de encajamiento observadas en otras zonas, se atribuyen al Holoceno.

2.2.2.4. Lutitas, arenas con gravas y bloques. Llanuras de inundación. Holoceno

El aspecto más frecuente de las llanuras de inundación es el de una banda de anchura deca- a hectométrica constituida por limos entre los que se intercalan niveles de arenas y gravas. En los casos de las llanuras inundación y/o terraza baja del Río Camú, el encajamiento con respecto a su abanico de baja pendiente es prácticamente imperceptible sobre el terreno, siendo precisa la fotografía aérea para su delimitación, y no siempre se detecta; en su seno se reconocen estrechas bandas alargadas serpenteantes temporalmente inundadas, correspondientes a cauces y meandros abandonados, que muestran un cierto contenido lutítico. Su espesor es difícil de determinar con precisión, pero debe de fluctuar entre 2- 5 m. En la llanura del Yaque del Norte en el sur de Jarabacoa, existen depósitos de meandros de arenas, otras veces son barras de cantos bloques y arenas. En la llanura de inundación del Río Jimenoa en La Gina-Arroyazo, al sur de la Hoja, los depósitos de meandros presentan arenas blancas con cantos dispersos. Por su relación con los abanicos de baja pendiente adyacentes o bien respecto a las terrazas, se incluyen en el Holoceno.

2.2.2.5. Limos con gravas y arenas. Fondos de valle (Fondos de cañada torrencial). Holoceno

Los fondos de valle y de cañada torrencial están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas de naturaleza silíceas (rocas metaplutónicas, volcánicas y volcano-sedimentarias de la Cordillera Central); puntualmente pueden presentar un predominio lutítico. Las gravas son redondeadas y heterométricas, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro de 10-20 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda éste puede variar notablemente en función del curso en cuestión, en los de mayor envergadura podría alcanzar 3 m.

En la actualidad, los fondos de valle (o mejor expresado el canal actual) de los grandes ríos de la hoja, a su paso por los tramos más altos de la Cordillera Central, presentan saltos y

desniveles importantes (Camú, Baiguate, Jimenoa, Yaque del Norte, Guanajuma y Baiguaque). Los depósitos están constituidos por grandes bloques de diferentes litologías; estos bloques pueden tener tamaños entre 1-3 metros de envergadura. Este tipo de depósito puede representar momentos de grandes avenidas torrenciales por efecto directo de lluvias tropicales intensas. A veces, en los depósitos de llanura también se observan estos bloques de forma aislada. Es de destacar que la práctica totalidad de los ríos que surcan la hoja no presentan grandes depósitos en su canal actual, a veces se observan barras de arenas y limos, barras de cantos y bloques en el canal actual (por ejemplo en la zona de La Confluencia en Jarabacoa, donde se unen los ríos Jimenoa y el Yaque del Norte); o bien barras de cantos y arenas en el lecho actual del Río Camú en La Vega. Se supone que la falta de grandes depósitos en esta zona responde al régimen de dichos ríos, y a que actualmente la erosión predomina sobre la sedimentación fluvial. Por su parte, muchos de los arroyos de la zona presentan en su fondo de valle bloques enormes, entre 1-3m de tamaño. Por la situación que tienen respecto a los cursos de agua actuales se les atribuye una edad Holoceno.

3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO y GEOCRONOLOGÍA

3.1. Petrología

3.1.1. Peridotita Loma Caribe. Dunitas, harzburgitas y lherzolitas variablemente serpentinizadas, con intrusiones gabroicas y doleríticas (1)

Macizos de peridotitas serpentinizadas de aparente afinidad ofiolítica aparecen principalmente en dos dominios estructurales en la Española, que son el Dominio de la Cordillera Septentrional y el de la Cordillera Central, en parte equivalente al Cinturón Intermedio (Bowin, 1975; Lewis, 1981; Lewis y Draper, 1990). En ambos dominios, existen evidencias de que estos macizos se originaron independientemente como parte de una asociación ofiolítica, la cual aparece en la actualidad muy desbrembrada con gran parte de las características originales destruidas (Lewis et al., 2006). El principal cinturón peridotítico serpentinado, o Peridotita de Loma Caribe, se localiza en el Dominio de la Cordillera Central, presenta un espesor de unos 4-5 km y se extiende unos 100 km desde el área de La Vega al Cerro Prieta situado al norte de Santo Domingo. Sin embargo, tanto en su sector NO como en el SE, la peridotita aflora como delgadas láminas limitadas por fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE, relacionadas con la Zona de Falla de La Española.

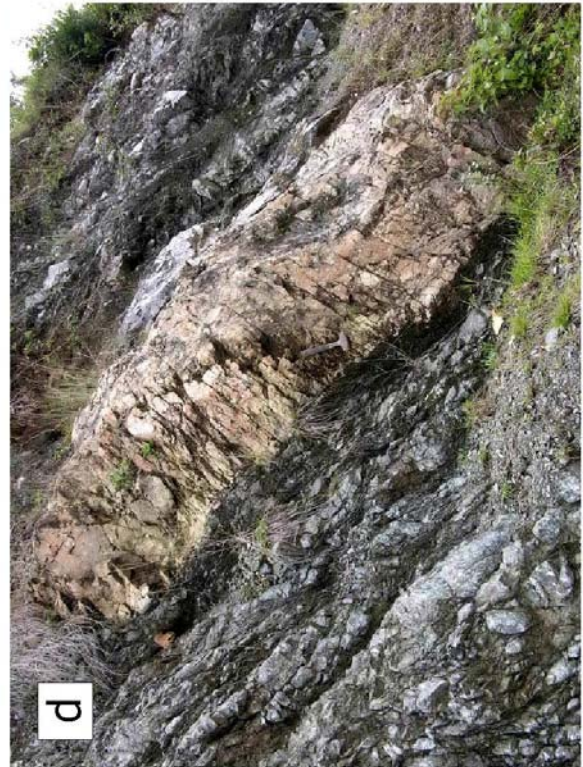
La Peridotita de Loma Caribe está principalmente compuesta de harzburgitas con espinela, harzburgitas con clinopiroxeno, dunitas, lherzolitas y pequeños cuerpos de cromititas podiformes aparecen también (Lewis et al., 2006, 2008). Los cuerpos de dunitas son relativamente pequeños, de hasta 500 m de longitud y de <10 m de potencia. Los contactos con la harzburgita son principalmente irregulares, similares a los parches irregulares de dunitas descritos en la sección mantélica de numerosas ofiolitas.

Las peridotitas normalmente están extensamente serpentinizadas y variablemente cizalladas, en particular hacia el contacto estructural superior. Las rocas suprayacentes consisten en cuerpos de tamaño hectométrico de gabros bandeados, que pasan estructuralmente hacia arriba a gabros masivos e isótopos. Las relaciones de contacto de estos cuerpos con las peridotitas son siempre por falla. Las peridotitas serpentinizadas están intruidas por diques y sills de rocas doleríticas y rocas gabroicas, que muestran contactos enfriados. Estas intrusiones resultan más abundantes hacia la parte alta de la secuencia y hacia el suroeste. La asociación litológica de rocas peridotíticas intruidas y/o cubiertas por rocas ígneas máficas, ha sido considerada de carácter ofiolítico (Lewis et al., 2002, 2006), aunque no posee una estratigrafía ofiolítica completa. Sobre las harzburgitas serpentinizadas se ha desarrollado una importante alteración laterítica rica en Ni. Las

reservas de Niquel han sido estimadas por la compañía Falconbridge Dominicana en 1-2Mt con un grado de 1.2% Ni.

Los principales tipos petrográficos de rocas peridotíticas menos serpentinizados observados en la Peridotita de Loma Caribe son (Fig. 2): harzburgitas masivas con espinela (6173IIIIOA9024, 6173IIIIOA9025, 6173IIIIOA9032, 6073IJE9714, 6073IJE9771 y 6073IJE9779), dunitas con espinela (6173IIIIOA9034), venas websteríticas (6073IJE9787), harzburgitas serpentinizadas (6073IJE9908B) y serpentinitas foliadas (6073IJE9700), especialmente las deformadas por a Zona de Falla de La Española.

Fig. 3.1.1. (página siguiente). (a) Alternancia harzburgita-dunita; (b) harzburgita de textura porfiroclástica; (c) Peridotitas serpentinizadas con bloque gabroico-dolerítico; (d) Dique dolerítico concordante foliación serpentinitas.



3.1.1.2. Harzburgitas masivas con espinela

Las harzburgitas son peridotitas con olivino (>80-85%), ortopiroxeno (<15-20%), y espinela (2%), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos de olivino, por lo que se puede clasificar como una harzburgita con espinela. Como minerales secundarios aparecen plagioclasa (<2%), magnetita, óxidos de Fe-Ti, ilmenita, epidota, clorita, serpentinitas, bastita, magnesita, talco, mica blanca y carbonatos. Son rocas faneríticas, subequigranulares, de grano grueso-muy grueso (>2mm, del orden de 5 mm de diámetro). Al microscopio, se observa una deformación plástica intracrystalina en el estado mantélico, a la que se han superpuesto procesos de alteración/rehidratación relacionados con su exhumación. La harzburgita tiene una textura granuda y porfiroclástica mantélica preservada, compuesta por un agregado de mayoritariamente olivino y ortopiroxeno, en el que los prismas de enstatita pueden estar alargados definiendo la fábrica planar. Ambas fases son porfiroclastos, como atestigua la presencia de texturas de deformación plástica como kink bands, bordes de subgranos, engolfamiento de los bordes de grano, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno, desarrollando lamelas de exolución de clinopiroxeno. El ortopiroxeno enstatita forma grandes cristales alotriomorfos, ameboides, variablemente transformados a bastita, y con "coronas" de espinela transformada a opacos. La espinela forma granos idiomorfos ambarinos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto Ol-Opx, o aparece como inclusión tanto en el olivino como en la enstatita. Se superpone una relativamente ligera deformación, fracturación y serpentización, con formación de minerales retrógrados pseudomórficos o rellenando microfracturas, como serpentinitas lizardita-crisotilo, clorita y opacos.

3.1.1.3. Dunitas con espinela

Las dunitas con espinela están compuestas por olivino (>90%) y ortopiroxeno (2-5%), con espinela (<2%) y clinopiroxeno (<2%) como accesorios. La roca consiste en un agregado granudo subequigranular, de grano medio a grueso (entre 0,5 y 3 mm), compuesto por granos cumulado de olivino subidido a alotriomorfo, cromita marrón rojiza a marrón oscuro (pleonasto), dispersa en el contacto Ol-Opx o como inclusión tanto en el olivino como en la enstatita, y ortopiroxeno intersticial o intercumulus, a menudo de carácter poiquilítico. Se observa localmente también clinopiroxeno intersticial de grano fino, en proporciones accesorias. En estas rocas no se observa deformación plástica intracrystalina. Estas rocas duníticas son muy refractarias y más bien típicas de la transición corteza- manto muy residual debido a los procesos de fusión parcial. Los procesos de alteración y metamorfismo relacionados con la exhumación han dado lugar a la formación de agregados de

serpentinitas lizardita-crisotilo, clorita, talco/mica blanca, opacos y óxidos de Fe, generalmente pseudomórficos del olivino.

3.1.1.4. Venas websteríticas

En los afloramientos de la carretera La Vega-Guaiguí se han observado venas centimétricas de piroxenitas, que cortan la fábrica plano-linear porfiroclástica de la harzburgita, definida por la elongación de los prismas milimétricos de enstatita. La vena piroxenítica posee una textura granuda granoblástica y está compuesta por orto y clinopiroxeno. A menudo se presentan mineralógicamente zonadas, con una zona intermedia de impregnación donde es más abundante el clinopiroxeno. Estas venas constituyen el registro del paso de fundidos que impregnan y reaccionan con la harzburgita encajante. En ellas se superpone el variable reemplazamiento pseudomórfico estático de los minerales mantélicos por agregados de serpentinita y, menos abundantemente, de mica blanca/sericita, clorita, opacos y un material amarillo amorfo.

3.1.1.5. Serpentinitas masivas y foliadas

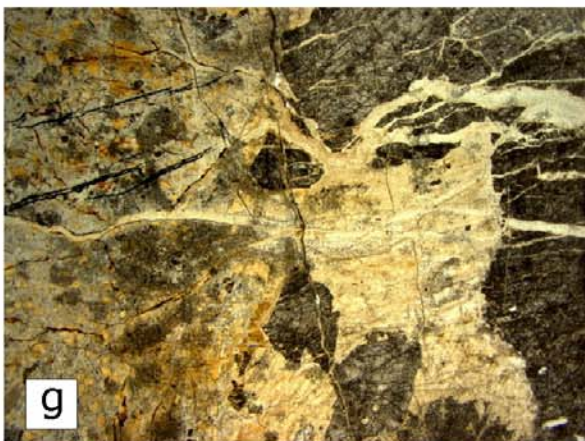
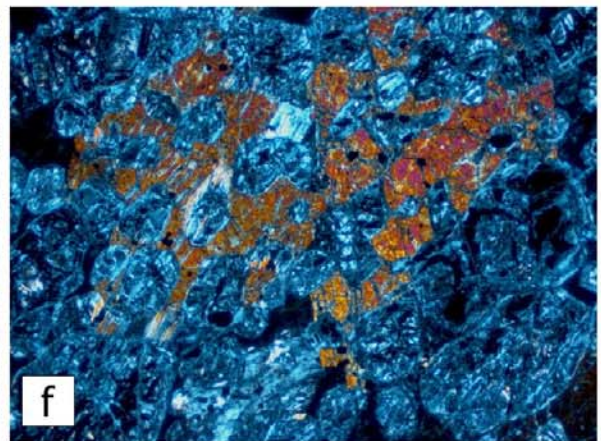
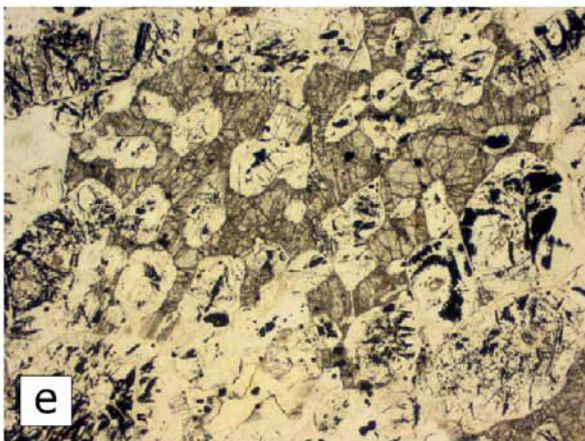
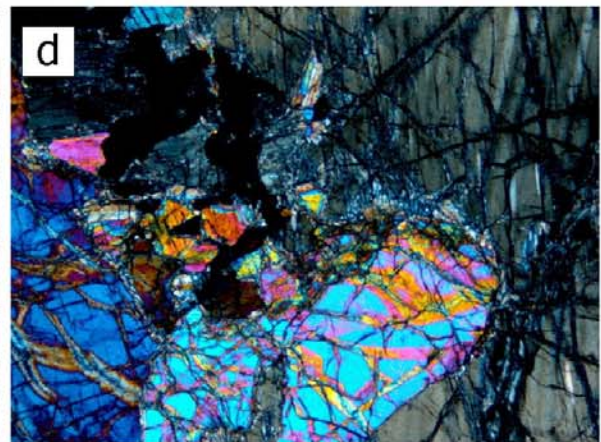
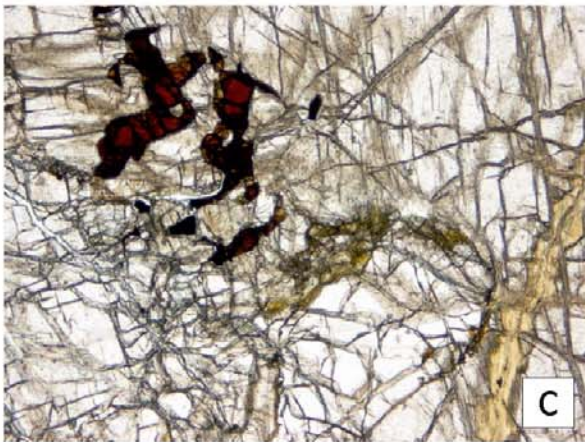
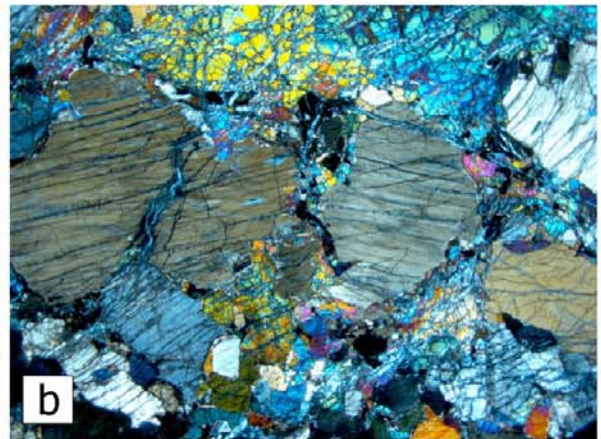
En la zona estudiada de la Peridotita de Loma Caribe se han observado dos tipos principales de rocas serpentiniticas: metaperidotitas serpentinizadas masivas y serpentinitas foliadas. A su vez, jalonando la Zona de Falla de la Española y otras macroestructuras dúctil-frágiles y frágiles, las serpentinitas forman cuerpos de geometría lentejonar, que aparecen intensamente foliados y cizallados.

Las serpentinitas masivas están compuestas por harzburgita y dunita completamente transformada (protolito), que forman bloques con las texturas mantélicas preservadas rodeados por serpentinitas cizalladas o harinas serpentiniticas. No obstante, en la sección de la PLC aflorante al sur de La Vega, las serpentinitas masivas y harburgitas afloran en los niveles estructurales más bajos y las serpentinitas foliadas son predominantes en los niveles estructuralmente más altos, en donde las texturas mantélicas sólo se preservan en bloques porfiroclásticos. Estos niveles estructuralmente más altos se caracterizan por la presencia de sills de rocas gabroicas y doleritas, de forma abundante en algunos sectores, que han desarrollado una alteración y/o metamorfismo de la facies de los subesquistos y esquistos verdes (de fondo oceánico?). En estas serpentinitas masivas, la asociación original de olivino, ortopiroxeno y escaso clinopiroxeno está reemplazada por minerales serpentiniticos microscópicos, pseudomorfo de bastita y magnetita oscura. La espinela Cr-Al (2-3%) está

alterada a óxidos opacos. La asociación mineral está compuesta por crisotilo + lizardita + brucita + magnetita + clorita, que indica una alteración hidratada de baja temperatura. No se ha observado antigorita metamórfica.

Las serpentinitas masivas con texturas mantélicas relictas son completamente transformadas en serpentinitas foliadas y harinas serpentiniticas, como consecuencia del cizallamiento dúctil y la deformación dúctil-frágil cataclástica, registrando las texturas sucesivos grados y condiciones de la deformación interna y retrogradación/hidratación a baja-T. Las superficies de esquistosidad envuelven bloques de rocas más competentes, particularmente de rocas gabroicas, los cuales gradúan entre < 1 cm a más de 100 m de longitud. Al microscopio, las serpentinitas foliadas son rocas de grano fino, compuestas por un agregado de fibras subparalelas de minerales serpentiniticos, que definen la foliación, junto con agregados de clorita, sericita, epidota, carbonatos y opacos. Las serpentinitas han crecido también rellenando microfracturas, junto a la mica blanca y clorita.

Fig. 2 (página siguiente). (a) Harzburgita de textura porfiroclástica, LN; (b) Id., LP; (c) Detalle de la asociación olivino, cromo-espinela y enstatita, LN; (d) Id., LP; (e) Cumulado dunítico con piroxeno intercúmulus, LN (f) Id., LP; (g) Vena clinopiroxenítica (derecha) intrusiva en harzburgita serpentinizada (izquierda), LN; y (h) Id., LP.



3.1.2 Anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (2)

Las anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (6073IJE9493, 6073IVMJ9265A, 6073IJE9566, 6073IIJE9306, 6073IIJE9365 y 6073IIJE9366B) forman la zona de cizalla del Río Guanajuma. Esta estructura dúctil de gran escala se extiende siguiendo una dirección NO-SE a ONO-ESE desde el sector de Jagua Abajo y norte de Juncalito, en la Hoja de Jánico, a Rancho Viejo-El Papayo-Llano del Higo, en la Hoja de La Vega, a el sector de Hato Viejo-La Confluencia-Piedra Blanca, donde experimenta una inflexión a la altura del río Camú continuándose por Guarey Arriba-Firme El Col, en la Hoja de Jarabacoa, a lo largo de unos 50 km de longitud (ver Fig. 4.2, Apartado de Tectónica).

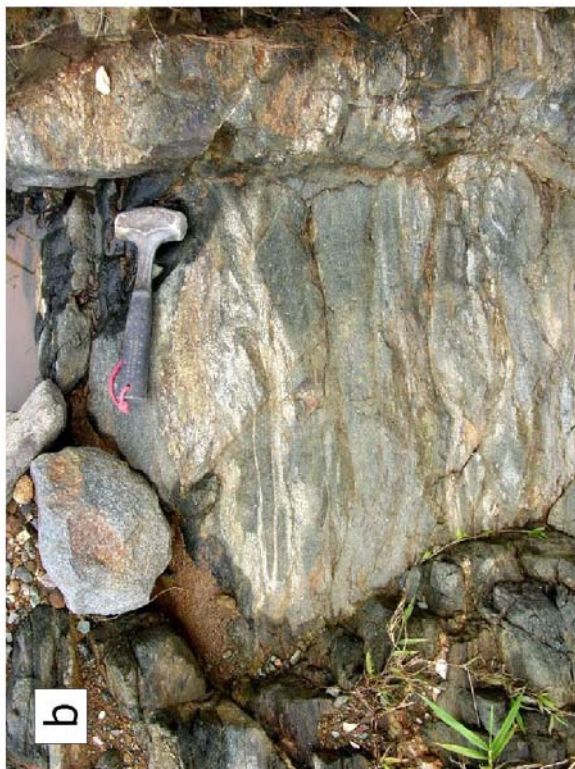
Los datos de campo y geoquímicos indican que los protolitos de las anfibolitas fueron rocas ígneas máficas y ultramáficas de la Asociación de Loma La Monja, el Complejo Duarte y unidades intrusivas de composición gabroica y ultramáfica. De forma característica, durante la deformación en la zona de cizalla tuvo lugar la intrusión sin- y tardi-cinemática de cuerpos laminares de leucotonalitas con hornblenda, que desarrollan una foliación magmática paralela a la esquistosidad en las anfibolitas encajantes. Durante la deformación progresiva las tonalitas fueron también deformadas en estado sub-solidus y desarrollaron fábricas proto- y miloníticas en condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas y esquistos verdes de alta-T. Recientemente, Escuder Viruete et al (2007) aportan edades *plateau* ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblendas de estas anfibolitas de la Zona de Cizalla de Guanajuma de $93,9\pm 1,4$ y $95,8\pm 1,9$ Ma (Cenomaniense: 99,6-93,5 Ma), que es consistente con la intrusión regional de los magmas tonalíticos entre 92 y 88 Ma.

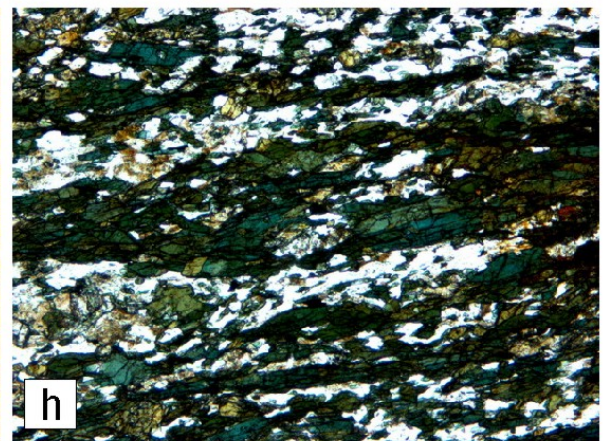
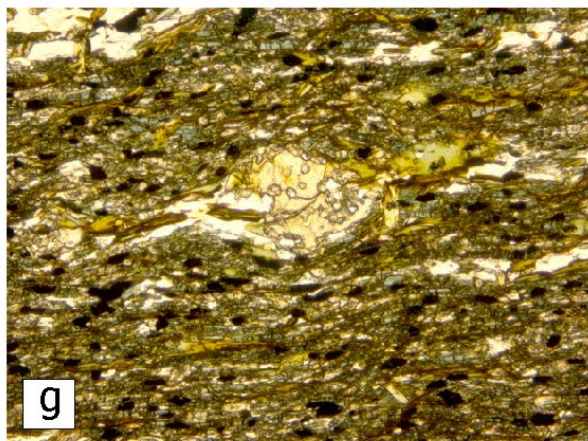
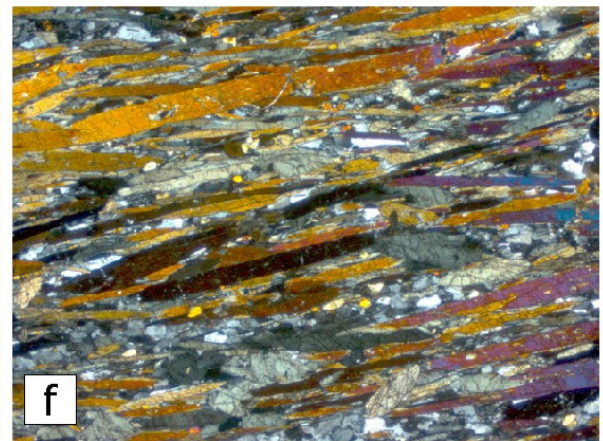
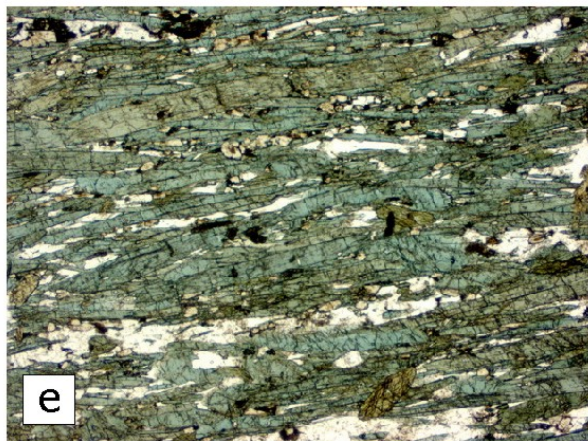
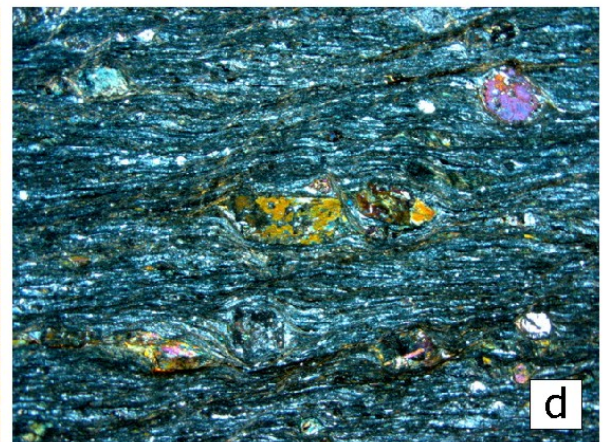
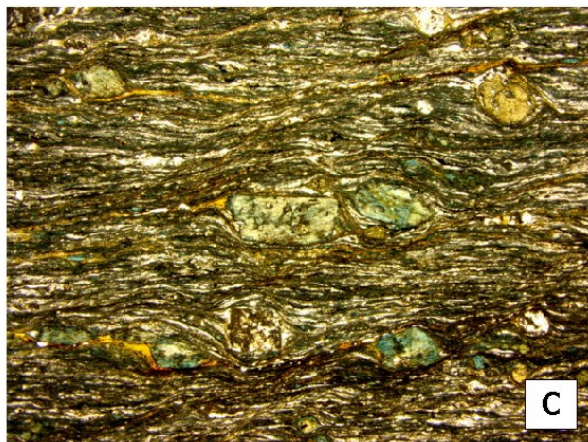
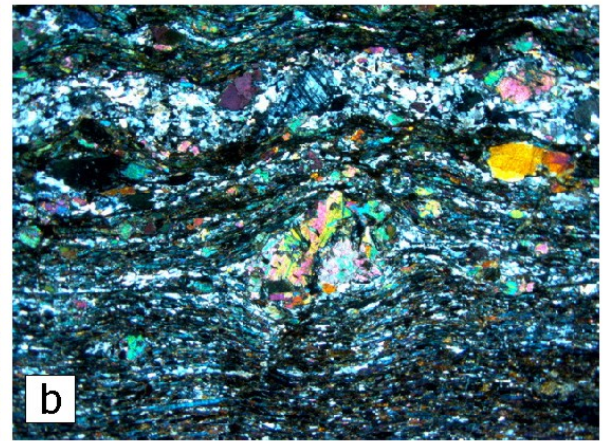
Las anfibolitas son rocas de un característico color verde oliva, densas, de grano medio a fino, y penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp). En estas rocas la minerología y texturas del protolito han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo (Fig. 10). La deformación fue dúctil, no-coaxial y produjo una textura granonematoblástica elongada de características blastomiloníticas. A la microescala se distinguen nematoblastos milimétricos de anfíbol hornbléndico y, en menor proporción, de plagioclasa; y una matriz de composición anfibólico-plagioclásico-epidótica de grano más fino, recristalizada dinámicamente. En ella, la foliación está definida por la elongación prismas de hornblenda, agregados cuarzo-plagioclásticos, agregados de epidota, ribbons policristalinos de cuarzo, e hiladas de ilmenita. Los nematoblastos de hornblenda a menudo definen una fábrica compuesta de tipo S-C. Los anfíboles son hornblendas poiquilíticas, con inclusiones de clinopiroxeno relictivo, plagioclasa, opacos y cuarzo simplectítico, que han desarrollado sombras de presión sigmoidales asimétricas. En algunas rocas poseen un pleocroismo de

verde azul a verde incoloro. Son transformados a anfíboles más actinolíticos, epidota y mica blanca. La plagioclasa ha recrystalizado formando subgranos de oligoclasa y albíta. El cuarzo ha recrystalizado dinámicamente formando localmente ribbons policristalinos, de pequeños cristales nuevos y contactos rectos, mediante mecanismos de migración de bordes de grano. La anfíbolitas evidencian una deformación por cizalla dúctil en condiciones de la facies anfíbolita con epidota, sobre la que se superponen tanto una recrystalización estática por procesos de restauración de tardía a post- S_p , como incrementos de la deformación retrógrada con formación de asociaciones de la facies de los esquistos verdes de alta-T.

Fig. 3.1.2. (páginas siguientes). (a) Anfíbolitas blastomiloníticas; (b) Anfíbolitas con venas tonalíticas microplegadas y cizalladas; (c) Anfíbolitas blastomiloníticas con texturas porfiroclásticas; (d) Esquistosidad de crenulación desarrollada sobre S_p milonítica. Zona de Cizalla de Río Guanajuma.

Fig. 3.1.3. (a) Anfíbolitas blastomiloníticas con porfiroclastos de epidota, LN; (b) Id., LP; (c) Milonitas máficas con porfiroclastos de piroxeno pseudomorfizados por epidota, LN; (d) Id., LP; (e) Anfíbolitas con hornblenda elongada definiendo la lineación mineral, LN (f) Id., LP; (g) Detalle porfiroclasto de epidota, LN; y (h) Venas leucotonalíticas intruidas y cizalladas sin-cinemáticamente a la S_p en condiciones metamórficas de la facies de las anfíbolitas, LN.





3.1.3. Batolito de Jumunucu

Los batolitos de Jumunucu, Buena Vista y del Río pertenecen al cinturón de rocas plutónicas de edad Cretácica presentes a lo largo de toda la Cordillera Central (Lewis, 1982; Kesler et al., 1991b). Estas rocas forman batolitos e intrusiones de diversa entidad, compuestos predominantemente por tonalitas hornbléndicas, pero también por rocas ultrabásicas, gabros, dioritas, granodioritas y monzogranitos (Fig. 4.2). Asociadamente, aparecen también pequeños cuerpos de diferenciados más ácidos, representados por leucotonalitas, trondjemitas y leucogranitos. Feigenson (1978), Kesler et al. (1977) y Lewis (1982), han mostrado que este variado conjunto de rocas ígneas presenta las características de los granitoides presentes en arcos-isla oceánicos, denominados como granitos de tipo *M*, y cuya principal característica es que fueron generados y emplazados sin la intervención de una corteza continental (Chappell y White, 1974; White et al., 1999). 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 Plamer (1963), Bowin (1966, 1975), Lewis y Kesler (1973), Kesler et al. (1975, 1976, 1977, 1991), Feigenson (1977, 1978), Lewis (1980), Cribb (1986) y Lewis et al. (1991). La petrogénesis de todos estos complejos intrusivos ha sido relacionada con procesos de subducción de corteza oceánica bajo la isla durante el Cretácico.

El Batolito de Jumunucu aflora en los cuadrantes nororiental y noroccidental de las Hojas de Manabao y Jarabacoa, respectivamente, continuándose más al norte en las de Jánico y La Vega. Constituye un complejo plutónico de geometría ovalada y dirección general entre O-E y ONO-ESE, algo oblicua respecto a la dirección de las estructuras del conjunto metamórfico en la Cordillera Central. Hacia el este probablemente conecta bajo la Cuenca de Jarabacoa con el batolito de Buena Vista. Las rocas plutónicas del Batolito de Jumunucu han intruido y metamorfizado dinamo térmicamente a las rocas volcánicas del Grupo Tireo, a las que engloban en forma de enclaves. Encima de las rocas tonalíticas del batolito, aparecen *roof pendants* y mega-enclaves de la Fm Restauración del Grupo Tireo, las cuales resultan variablemente deformadas y corneanizadas. Los estudios previos en el batolito fueron realizados por Plamer (1963) y Lewis et al. (1991). No existen datos geocronológicos previos sobre la edad del Batolito. En el Proyecto ARCO se han obtenido edades U-Pb en zircones en los gabros hornbléndicos del Batolito de Jumunucu de $89,63 \pm 0,17$ Ma (Escuder-Viruet et al., inédito). En el marco del Proyecto SYSMIN se ha obtenido una edad (no Plateau) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas para las tonalitas con hornblenda del Batolito de Jumunucu de $67,1 \pm 1,05$ (6073IIIMJ9133), muy probablemente resultado del reseteo por

un evento térmico posterior a su intrusión, como el magmatismo intraplaca de la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, ha permitido establecer que la serie plutónica del Batolito de Jumunucu puede agruparse en cuatro unidades cartográficas: (1) cumulos ultramáficos y hornblenditas; (2) gabros y dioritas foliadas; (3) tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, variablemente foliadas; y (4) Leucotalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso a muy grueso. Sin entidad cartográfica localmente aparecen diques y cuerpos de leucotalitas biotíticas, aplitas y diques máficos de sin- a post-magmáticos. Las Figs. 11, 12 y 13 muestran una selección de microtexturas.

Los datos de campo permiten establecer en el Batolito de Jumunucu una secuencia intrusiva general. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulos ultramáficos y rocas máficas (gabronoritas, gabros y dioritas), posiblemente formando una serie ígnea comagmática. Las rocas dioríticas y cuarzo-dioríticas debieron ser las más tardías en la secuencia, ya que son transicionales o facies de borde de los macizos gabróicos. A continuación, intruyó el importante volumen de magma tonalítico, siendo generalmente el contacto con el complejo gabróico-ultramáfico una zona de deformación dúctil en estado magmático y subsólidos para las tonalitas y subsólidos para los gabros y dioritas. Al noroeste de Jarabacoa, el magma tonalítico engloba xenolitos del complejo gabróico-ultramáfico, de los metabasaltos del Complejo Duarte e incluso de las (meta-) riolitas del Grupo Tireo encajantes, las cuales extruyen un poco antes (prácticamente la misma edad U-Pb). Las tonalitas con hornblenda evolucionan composicionalmente a leucotalitas con hornblenda y biotita, que forman típicamente facies apicales más competentes a la erosión en el Llano de Jumunucu. Estas facies y los diques y venas de magmas más silíceos, representan los diferenciados de los estadios magmáticos más tardíos. Los diques máficos intruyen en la tonalita en un estadio tardío, desarrollando frente a ella contactos netos y bordes enfiados.

3.1.3.1. Cumulos ultrabásicos (websteritas y peridotitas) y hornblenditas (3)

Los afloramientos de rocas ultramáficas del Batolito de Jumunucu poseen una extensión de unos 10 km², distribuidos en bandas de dirección ONO-ESE situadas el sector centro-meridional del macizo e invariablemente asociados a los gabros y dioritas. Las rocas ultramáficas constituyen macizos masivos que resisten a la erosión, dando lugar a alineaciones montañosas. Los afloramientos más extensos de rocas ultrabásicas se

localizan en el Alto de Don Diego, Loma Angosta y Loma Nariz, entre las Hojas de Manabao y Jarabacoa. Las rocas ultramáficas muestran una relativa gran variedad composicional en función de la abundancia relativa de olivino, orto y clinopiroxeno, incluyendo tipos predominantes de wehrlitas y clinopiroxenitas con olivino, websteritas con olivino y hornblenda, clinopiroxenitas con olivino, hornblenda y plagioclasa, hornblenditas y escasas dunitas. En general, estas rocas ultrabásicas son masivas y carentes de foliación deformativa. Localmente, las variaciones modales de olivino y piroxenos, o en el tamaño de grano, definen un bandeo composicional de espesor milimétrico y decimétrico.

Los principales tipos reconocidos son wehrlitas con olivino (6073IIIMJ9071) y hornblenditas (6073IIJE9261B, 6073IIJE9199 y 6073IIJE9116), con subordinadas websteritas con olivino, apareciendo en todos ellos la espinela como accesorio y la plagioclasa siempre como mineral intersticial.

Al microscopio, las wehrlitas con olivino están compuestas por clino y ortopiroxeno (>50-75%), olivino (<40%), espinela (2%), y quizá una mesostasia de plagioclasa? (<1-10%), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos de olivino. Localmente deben graduar a peridotitas (Ol>40%). Estos minerales definen un agregado de grano grueso (2-3 mm de diámetro), que presenta texturas de cumulado magmático, sobre la que se superponen procesos de alteración/rehidratación relacionados con su exhumación/retrogradación. El piroxeno es poiquilítico del olivino subido a alotriomorfo y la espinela, y ha desarrollado engolfamientos en los bordes y lamelas de exolución de orto y clinopiroxeno. Forma grandes cristales cumulado a mesocumulado, alotriomorfos, ameboides, variablemente transformados a bastita y opacos. La espinela forma granos idiomorfos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto olivino-piroxeno, o aparece como inclusión. La plagioclasa aparece intercúmulus en la matriz en proporciones a menudo accesorias. En estas rocas, la hornblenda parda-marrón es una fase tardi-magmática que forma coronas de reacción entre piroxenos y plagioclasa, siendo localmente muy abundante. El reemplazamiento total de piroxeno por hornblenda es bastante común en los bordes de los macizos ultrabásicos, formando hornblenditas. La alteración más tardía produce clorita, actinolita y serpentinitas, que forman agregados pseudomórficos o rellenan microfracturas.

El reemplazamiento del piroxeno por hornblenda indica un enriquecimiento tardi-magmático en H₂O del líquido intercúmulus. Las relaciones texturales establecen una secuencia de cristalización en las rocas ultramáficas consistente en: cristalización de un ortocumulado de olivino y piroxenos; local intercrecimiento de clinopiroxeno post-cúmulus (mesocumulado);

cristalización de plagioclasa como fase intercúmulus; reemplazamiento tardi-magmático del piroxeno por hornblenda parda; y local recristalización tardi y postmagmática de los granos cúmulus originales.

Las hornblenditas están compuestas por un ortocumulado de prismas de hornblenda, que llegan a ser de tamaño centimétrico y constituir >90 % modal, con plagioclasa y cuarzo intersticiales, como fases intercúmulus de cristalización más tardía. El anfíbol hornblenda es ígneo, aunque hay parches donde parece recrecido o de reemplazamiento metamórfico tardi-magmático. La hornblenda es pleocróica verde pálido y aparece zonada hacia un borde de color verde más intenso de diferente composición. Posee inclusiones de opacos. El clinopiroxeno augítico aparece como inclusión, aunque muy reemplazado por minerales secundarios. La alteración post-magmática forma agregados de actinolita-tremolita, albita, epidota, sericita, clorita, esfena, calcita, epidota y óxidos de Fe.

3.1.3.2. Gabros y dioritas foliadas (4)

Los gabros y dioritas foliados están siempre espacialmente relacionadas con las rocas ultrabásicas a las que aparentemente incluyen cartográficamente. Desde un punto de vista composicional y textural, la unidad resulta ser bastante heterogénea, incluyendo desde gabronoritas y gabros a ferrogabros hornbléndicos y dioritas. La cartografía precisa de estas rocas resulta muy difícil debido tanto a la variabilidad litológica a escala de afloramiento, como a la intensa alteración y densa cobertura vegetal. Los tipos petrográficos más abundantes son gabros hornbléndicos de grano grueso foliados (6073IIIMJ9322), cuarzogabros y cuarzodioritas con hornblenda (6073IIJE9262 y 6073IIJE9201). Por otro lado, la unidad gabro-diorítica está intruida por diques de tonalitas con hornblenda de dimensiones muy variables y por un enjambre de diques máficos oscuros microgranudos. Los contactos intrusivos de los diques máficos son rectos y netos, sugiriendo un emplazamiento bastante tardío en relación a la estructuración del Batolito de Jumunucu.

En los gabros el olivino es muy escaso, siendo relativamente raros los tipos de gabros y gabronoritas con olivino. Los tipos de melanogabros y gabronoritas constituyen en el campo rocas transicionales entre las rocas ultramáficas y la unidad gabro-diorítica. El anfíbol hornblenda está siempre presente como una fase magmática o tardi-magmática, reconociéndose incluso tipos pegmatoides con hornblenda (leucogabros pegmatíticos) y formando bolsadas y enclaves de hornblenditas. Las texturas que aparecen en estas rocas son variadas y generadas tanto en estadio magmático como deformativas subsólidas. Los

gabros poseen un bandeo composicional ígneo, o son masivos. El bandeo ígneo está definido por la alternancia de bandas de minerales máficos (hornblenda, augita e hiperstena) y bandas claras (labradorita o bytownita), que puede ser producto de la acumulación cristalina durante la cristalización de la unidad, o por flujo dúctil con desarrollo de una foliación \pm lineación magmática.

En la unidad de gabros y dioritas son comunes las zonas con desarrollo de una fuerte foliación deformativa, resultado de una deformación cristal-plástica, especialmente hacia y en el contacto con la unidad de tonalitas con hornblenda. En los bordes de los macizos de Loma Angosta y Alto de Don Diego, el contacto entre el complejo gabrónico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil de dirección general ONO-ESE a O-E y ángulos de buzamiento medios y bajos al N. En estas bandas de cizalla, donde las rocas gabrónicas se transforman en milonitas máficas de grano fino, la deformación en estado sólido también afecta localmente a las tonalitas con hornblenda, que intruyen como diques y venas de dimensiones variables, y son cizalladas hasta paralelizarse con la foliación y transformadas en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino.

Los gabros hornbléndicos de grano grueso foliados poseen una composición modal de: plagioclasa, 55-60%; piroxeno (incluyendo pseudomorfos de Act-Hbl), 5%; hornblenda, 35-40%; e ilmenita-magnetita, 2-10%. Poseen texturas granudas, subequigranulares, foliadas, definidas por la orientación de los prismas tabulares de plagioclasa. La plagioclasa posee un zonado oscilatorio acusado y contactos rectos frente a la hornblenda. La hornblenda es pleocróica verde pálido en el núcleo, a verde marrón hacia los bordes, de subidio- a idiomorfa, y con zonado visible sólo hacia los bordes. n de prismas de hornblenda define una fábrica magmática planar. Los relictos de augita aparecen en ella como inclusión. Los óxidos de Fe-Ti son granos idiomorfos dispersos de ilmenita-magnetita, a menudo esqueléticos (de unos 2-5 mm). La alteración estática hidrotermal es tardi- a post-magmática y da lugar a la formación de agregados de actinolita-hornblenda, epidota albita, sericita, sericita/moscovita, clorita y opacos.

3.1.3.3. Tonalitas con hornblenda variablemente foliadas (5)

El contacto entre la unidad tonalítica y el complejo gabrónico-ultramáfico es siempre muy neto y, muy frecuentemente, está afectado por un cizallamiento de relativa alta-T. Sin embargo, a escala de afloramiento, se observan localmente facies tonalíticas marginales de grano fino y desarrollos de bordes enfriados frente a los gabros. En otros casos, se observan relaciones

de intrusividad de la unidad tonalítica en la gabrónica-diorítica, en la que la primera excava desde abajo (*stopping*) y brechifica a la segunda. Igualmente, se han observado diques de tonalitas con hornblenda que intruyen en la unidad gabrónico-diorítica y que establecen claramente una edad más reciente para la serie tonalítica.

En la unidad tonalítica, el tipo petrográfico predominante es una tonalita de grano grueso con hornblenda, variablemente foliada (6073IIJE9196 y 6073IIJE9267). Estas rocas presentan una textura subequigranular en el agregado cuarzo-plagioclásico, cuya elongación junto a la de los prismas de hornblenda define la foliación magmática planar. Son relativamente frecuentes los enclaves ealargados o bolsadas más oscuras ricas en hornblenda y plagioclasas de menor tamaño, producto de la recristalización y asimilación de enclaves gabrónico-dioríticos. La hornblenda verde-marrón forma prismas subidiomorfos, pleocróicos, zonados, con inclusiones de plagioclasa, cuarzo y opacos, y la plagioclasa prismas zonados oscilatoriamente. El cuarzo forma grandes cristales, que a menudo han recristalizado dinámicamente a agregados policristalinos de pequeño tamaño o subgranos, con extinción ondulante, así como agregados de granos intersticiales.

3.1.3.4. Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso/muy grueso (6)

Dentro de la unidad tonalítica y ocupando los sectores de techo de la intrusión, aparecen facies de Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso/muy grueso (6073IIIMJ9121y 6073IIIMJ9133). Estos sectores apicales se localizan principalmente en el área situada al noroeste de Yabacoa y en el Llano de Jumunucu, en la Hoja de Jarabacoa, así como en el contacto septentrional del batolito con el encajante. Las tonalitas se caracterizan en estos sectores por presentar granos de cuarzo ovoides de tamaños milimétricos, y una gran abundancia de intrusiones de diques y venas pegmatíticas y aplíticas. Texturalmente se trata de rocas granudas, holocristalinas, inequigranulares, tendentes a porfídicas subvolcánicas. Mineralógicamente están compuestas por plagioclasa, cuarzo y hornblenda como principales; magnetita, ilmenita, feldespato-K, óxidos de Fe-Ti, zircón, apatito, esfena y opacos como accesorios; y clorita, sericita, epidota, carbonatos, pumpellita, y prenhita como secundarios. El anfíbol verde pleocróico es una hornblenda subidiomorfa, que incluye granos redondeados de plagioclasa, cuarzo, ilmenita y opacos, presentando en zonas un carácter poiquilítico. La plagioclasa forma prismas subidio a idiomorfos, con zonado concéntrico oscilatorio a rebordes de albita. El cuarzo forma grandes cristales limpios y agregados globosos a veces con subgranos, de bordes irregulares. Hay también cuarzo y albita intersticial. Las facies más diferenciadas del Batolito de Jumunucu

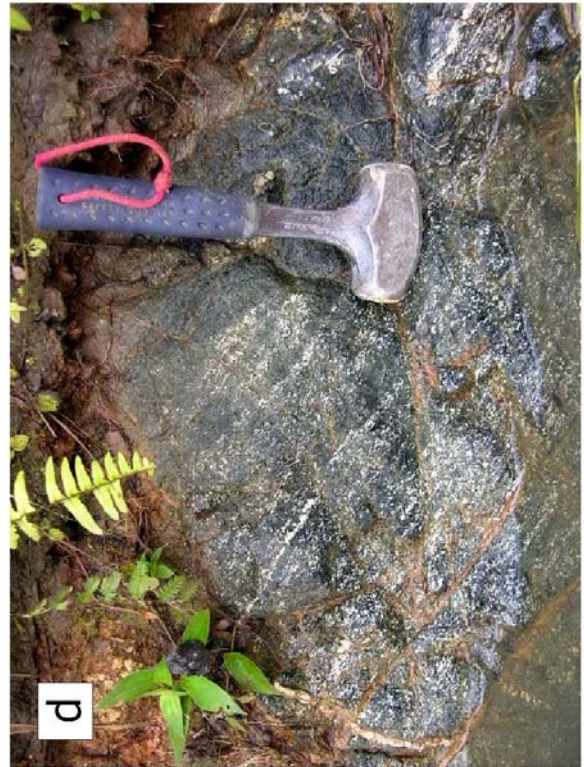
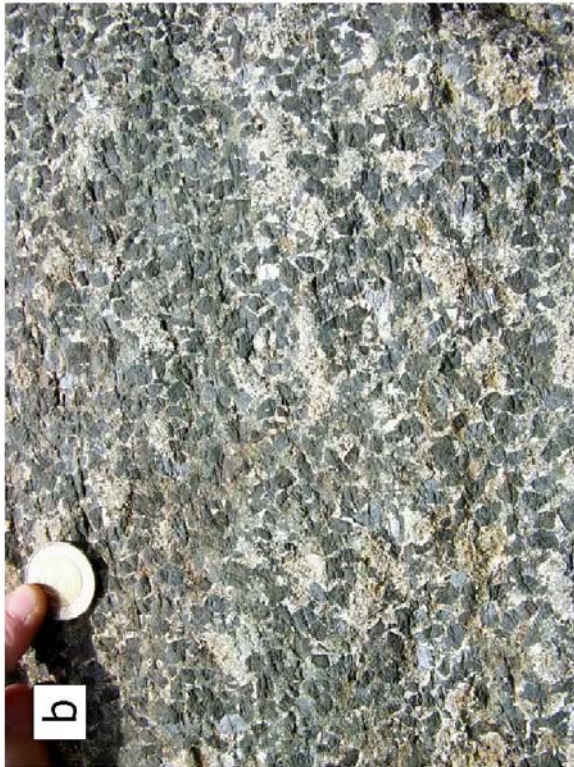
genéticamente relacionadas forman pequeños macizos, diques y filones de leucotonalitas y leucogranitos con biotita, leucotonalitas y leucogranitos biotítico-moscovíticos, aplitas y pegmatitas.

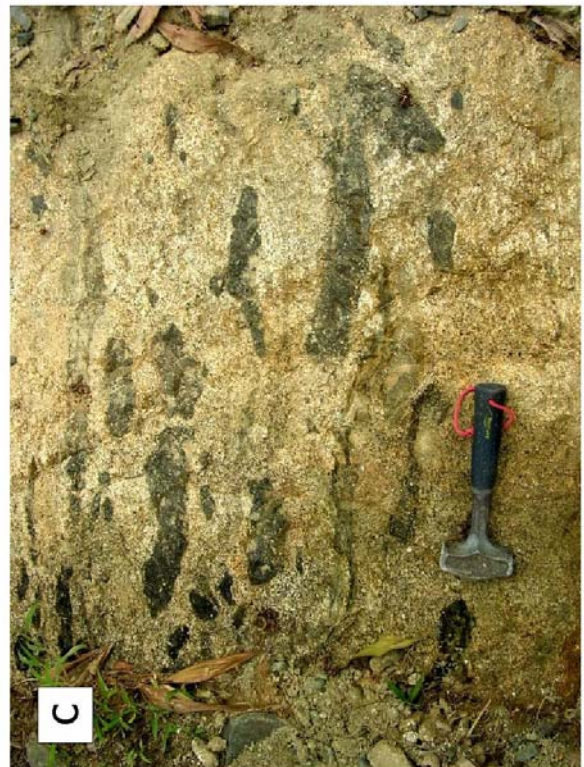
Fig. 3.1.4. (páginas siguientes). Batolito Buena Vista-Jumunucu. (a) Cumulados ultramáficos; (b) Cumulados de hornblenda con plagioclasa intercúmulus y hornblenditas; (c) Gabros; (d) Gabros bandeados con venas concordantes de tonalitas foliadas.

Fig. 3.1.5. (páginas siguientes). Batolito Buena Vista-Jumunucu. (a) Zona de cizalla dúctil desarrollada en gabros con intrusiones concordantes de tonalitas foliadas; (b) Río Camú, enclaves de gabros elongados en tonalitas con hornblenda foliadas; (c) Río Camú, enclaves de anfibolitas foliadas en tonalitas con hornblenda foliadas; (d) Fábrica plano-linear magmática en tonalitas foliadas.

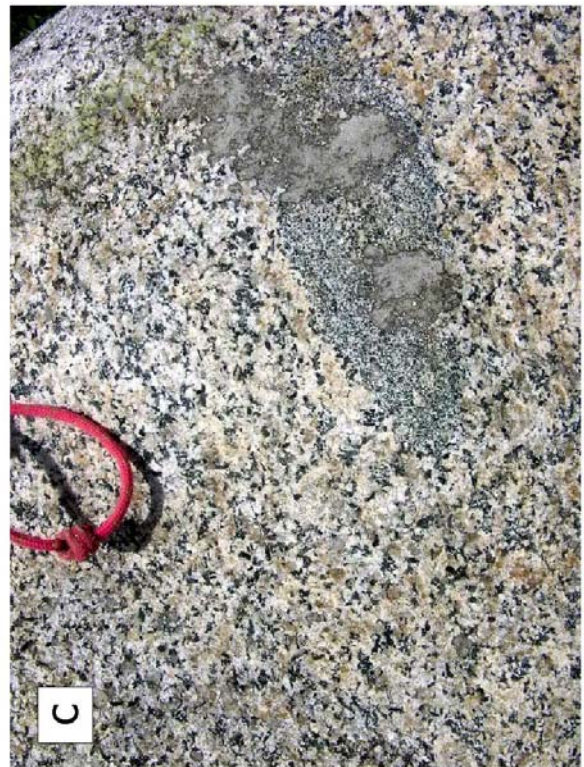
Fig. 3.1.6. (páginas siguientes). Batolito Buena Vista-Jumunucu. (a) Tonalitas foliadas; (b) Enclaves elongados de gabros, dioritas y anfibolitas en tonalitas con hornblenda foliadas; (c) Río Camú, enclaves de gabros en el contacto intrusivo de tonalitas con hornblenda; (d) Facies de leutonalitas de grano grueso.

Fig. 3.1.7. (páginas siguientes). Batolito El Río. (a) Afloramiento facies borde de leucotonalitas; (b) Paso bajito, dique máfico en tonalitas con hornblenda y subordinada biotita; (c) Enclaves de gabros y dioritas en tonalitas con hornblenda foliadas; (d) Facies apicales de leutonalitas biotítico-hornbléndicas.









3.1.4 Batolito de Buena Vista

El Batolito de Buena Vista aflora en el cuadrante nororiental de la Hoja de Jarabacoa, constituyendo un conjunto plutónico o plutono-metamórfico de geometría laminar y dirección NO-SE a ONO-ESE, paralela a las estructuras del sustrato metamórfico en la Cordillera Central. Presenta una zonación composicional y textural consistente en cuerpos laminares de hornblenditas foliadas y anfibolitas basales, que pasan a gabros y dioritas, y a techo a tonalitas con hornblenda foliadas. Su intrusión y deformación está estructuralmente relacionada con la banda de anfibolitas de la zona de cizalla del Río Guanajuma. Entre los sectores de Buena Vista y El Faro, especialmente en los afloramientos del Río Camú, el contacto entre el complejo gabróico-ultrabásico y las tonalitas hornbléndicas consiste nuevamente en una zona de cizalla dúctil de dirección general ONO-ESE a NO-SE y ángulos de buzamiento medios y altos al NE. En esta banda de cizalla, las rocas gabróicas se transforman en anfibolitas y milonitas máficas, y en las tonalitas sobre una fábrica magmática paralela se superpone también una deformación en estado sólido de alta-T. Numerosas venas centimétricas de magma tonalítico y enclaves de gabros son cizallados hasta paralelizarse con la foliación y transformadas en proto- y milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino. Recientemente se han obtenido *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas de anfibolitas de la zona de cizalla del Río Guanajuma de $93,9\pm 1,4$ y $95,8\pm 1,9$ Ma (Escuder-Viruet y Pérez-Estaún, 2008, datos inéditos), que establecen una edad anterior para los protolitos del Complejo Duarte (>96 Ma) y la intrusión contemporánea de parte de los magmas gabroicos y tonalíticos.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, ha permitido establecer que la serie plutónica del Batolito de Buena Vista puede agruparse en tres unidades cartográficas: (1) hornblenditas; (2) gabros y dioritas foliadas; (3) tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso foliadas. La secuencia intrusiva general en el batolito es similar a la descrita para el de Jumunucu. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulos ultramáficos y las rocas máficas (gabronoritas, gabros y dioritas), posiblemente formando una asociación ígnea comagmática. Esta asociación es deformada posteriormente en condiciones dúctiles y a relativ alta-T, dando lugar a las anfibolitas de fábrica plano-linear y a las hornblenditas foliadas. En una etapa de sin- y tardi-cinemática intruyen los cuerpos de tonalitas con hornblenda foliadas. Las Figs. 11, 12 y 13 muestran una selección de microtexturas.

En el Batolito de Buena Vista, los principales tipos reconocidos son gabros y melanogabros (6073IIJE9324), así como sus equivalentes anfibolíticos y esquistosos cizallados y

metamorfizados (6073IIJE9074 y 6073IIJE9069 (fev), cuarzo-dioritas hornbléndicas (6073IIJE9073), y tonalitas con hornblenda foliadas (6073IIJE9360). Estas facies son bastante similares a las facies de gabros, dioritas y tonalitas del Batolito de Jumunucu.

3.1.4.1. Gabros y dioritas foliadas (4)

Bajo el epígrafe se describen los gabros, melanogabros hornbléndicos y hornblenditas de grano medio a grueso mayoritarios en el conjunto gabroico del Batolito de Buena Vista, así como las cuarzo-dioritas hornbléndicas subordinadas. Estas rocas gabroicas presentan composiciones modales de: hornblenda, 55-80%; plagioclasa, 10-45%; cuarzo, <5%; e ilmenita, <5%. Las texturas son granudas, holocristalinas, subequigranulares, a menudo de tipo ortocumulado de hornblenda. La hornblenda subidiotrófica a idiomorfa, posee un zonado oscilatorio y ligero pleocroismo verde. En los melanogabros y hornblenditas forma un entramado cumulus de prismas entrecruzados que alojan a la plagioclasa, cuarzo y opacos, de carácter intersticial o fases intercumulus. Existen núcleos relictos de clinopiroxeno en la hornblenda. La plagioclasa forma prismas tabulares y agregados intersticiales de subidiotrófica a alotriomorfos, y el cuarzo es intersticiales y alotriomorfo. Como minerales secundarios hay prehnita, pumpellita, albita, sericita, clorita, epidota y magnetita.

A lo largo del corte entre Buena Vista y el Río Camú, se observan tránsitos entre los gabros hornbléndicos deformados a anfibolitas de fábrica plano-lineal y esquistos máficos miloníticos. En estas rocas deformadas, la minerología y texturas del protolito son progresivamente traspuestas. La deformación es dúctil, no-coaxial y da lugar a un agregado de minerales metamórficos de grano muy fino, cuya orientación paralelamente define la fábrica plano-lineal de grano medio a fino, que a menudo es de tipo S-C blasto-milonítica. En dicha fábrica son estables nematoblastos de hornblenda actinolítica y tremolita-actinolita, porfiroblastos de plagioclasa, e hiladas de ilmenita.

En el entorno de Capacito, se observan cuerpos elongados de cuarzo-dioritas y cuarzo-gabros que presentan una fábrica magmática interna subparalela. En sectores están intensamente intruidas por magmas leucotonalíticos y variablemente afectadas por un cizallamiento retrógrado. Presentan una composición modal compuesta por: hornblenda, 20-30%; plagioclasa, 40-45%; cuarzo, <15%; e ilmenita, <5%. La textura es holocristalina inequigranular. Al microscopio están constituidas por un agregado de prismas elongados o entrecruzados de hornblenda, con inclusiones de plagioclasa, cuarzo (raras) y opacos, y prismas tabulares de plagioclasa también orientados definiendo la fábrica magmática. El

cuarzo aparece como granos intersticiales alotriomorfo y los opacos son granos de ilmenita. Como minerales secundarios hay prenhita, albita, sericita, clorita, epidota y opacos.

3.1.4.2. Tonalitas con hornblenda foliadas (5)

En el vado del río Camú camino El Faro se observan excelentes afloramientos de las tonalitas con hornblenda foliadas, en una típica facies común con cuarzo de grano grueso foliada. En este corte las tonalitas presentan una intensa fábrica magmática plano-linear definida por prismas milimétricos de hornblenda, la elongación del agregado cuarzo-feldespático y de enclaves máficos. Estos enclaves son gabros, dioritas y anfibolitas fuertemente deformadas. Al microscopio, la hornblenda verde-marrón forma grandes prismas idiomorfos zonados y microfenocristales en la matriz, con pequeñas inclusiones de plagioclasa, cuarzo y opacos. En las rocas más deformadas ha desarrollado sombras de presión y recristalizado a anfiboles más claros, epidota y mica blanca. La plagioclasa forma fenocristales de zonado oscilatorio a bordes más albiticos. Aparece deformada plásticamente, con desarrollo de maclas irregulares, subgranos nuevos de oligoclasa y albita, y reemplazamientos de mica blanca, epidota, prenhita y opacos. El cuarzo aparece como grandes granos ovoides, intersticial, o desarrollado fábricas internas de subgranos. Estas texturas evidencian en conjunto una deformación en estado magmático que formar la fábrica magmática y subsólidos posterior en condiciones de la facies anfibolítica de baja-T y esquistos verdes.

3.1.5 Batolito del Río

El Batolito del Río aflora en la mitad meridional de las Hojas de Manabao y Jarabacoa, continuándose más al sur en el sector de Constanza, formando un complejo plutónico de dirección O-E oblicuo un pequeño ángulo respecto a la dirección estructural general ONO-ESE del conjunto metamórfico de la Cordillera Central. Las rocas plutónicas han intruido y metamorfizado dinamo térmicamente a las rocas volcánicas tanto del Grupo Tireo como, posiblemente, a los niveles estratigráficos más bajos de la Fm de Basaltos de Pelona-Pico Duarte encajantes. Situados a techo del batolito, encima de las rocas granitoides, aparecen también *roof pendants* del grupo Tireo deformadas heterogéneamente y corneanizadas. Los estudios de reconocimiento realizados por Kesler et al. (1977) en el batolito ya demuestran su composición heterogénea y apuntan a un origen multifásico. Bowin (1975) obtuvo una edad de 86 Ma mediante el método K-Ar en hornblenda para las facies de tonalitas más comunes del Batolito, siendo concordante con las edades obtenidas para gran parte de

estas facies en los diversos batolitos de la Cordillera Central. Sin embargo, JICA (1985) obtiene edades K-Ar de 98 Ma y Mesnier (1985) edades K-Ar de 70 Ma, ambas en roca total. Adicionalmente, edades K-Ar de 63 Ma fueron determinadas a partir de roca total por JICA (1985), en su prolongación NO por el Macizo del Pico Duarte. La muestra 6073IIJE9143 (Hoja de Jarabacoa) ha proporcionado una edad de $88,3 \pm 1,7$ Ma (límite Turoniense-Coniacense), que se interpreta del enfriamiento durante la intrusión de magma. Esta edad permite relacionar al Batolito de El Río con el magmatismo tonalítico Cretácico Superior generalizado de la Cordillera Central.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, ha permitido establecer que la serie plutónica del Batolito del Río y otras rocas ígneas asociadas pueden agruparse en cuatro unidades cartográficas: Leucotonalitas con hornblenda y biotita de grano fino, como facies de borde y/o apical (unidad 7); Tonalitas con hornblenda, variablemente biotíticas, de grano medio-grueso, foliadas, como facies común (unidad 8); Leucotonalitas con biotita y hornblenda, de grano grueso a muy grueso, variablemente foliadas (unidad 9); Leucotonalitas y leucogranitos biotíticos, microgranitos y aplitas (unidad 10); y Diques máficos sin- y post-magmáticos (sin expresión cartográfica). La escasez y accesibilidad de afloramientos en algunos sectores del batolito no ha permitido diferenciar cartográficamente en detalle otras subfacies petrográficas dentro de toda el área, quedando englobadas en las anteriores unidades.

A partir de las relaciones de campo, ha sido posible establecer en el batolito una secuencia intrusiva general desde las rocas más máficas a las más ácidas. Las primeras rocas en cristalizar fueron rocas máficas de composición gabroica y diorítica, las cuales aparecen sólo como enclaves granudos subredondeados en las facies de tonalitas con hornblenda. A continuación, intruyó el importante volumen de magma tonalítico en condiciones sin-cinemáticas a un cizallamiento transcurrente regional. Como consecuencia, se desarrollan fábricas magmáticas planares y lineares relacionadas con una deformación en estado magmático, y fábricas dúctiles planares y plano-lineares relacionadas con una deformación subsólidas a menudo superpuesta en algunas áreas. El magma tonalítico excava xenolitos de los metabasaltos del Grupo Tireo encajantes, y va precedido por magmas de una composición cuarzo-diorítica ligeramente más básica, que desarrollan una facies de borde en el sector este del Batolito del Río (Paso Bajito a la Reserva de Ébano Verde). Algunos de estos magmas fueron completamente mezclados (*magma mixing*) con la tonalita, mientras que otros fueron preservados como enclaves elongados. Posteriormente se diferencia una facies leucotonalítica más diferenciada, caracterizada por granos de cuarzo globoso de

grano grueso a muy grueso, que ocupa los sectores centrales y apicales de la intrusión. Contemporáneamente intruye un conjunto de diques máficos sin-magmáticos. Finalmente, en el sector central del conjunto tonalítico se desarrolla un enjambre de diques y venas leucotonalíticas, micrograníticas y aplíticas, que representan los magmas silíceos más diferenciados. Ambos tipos de diques intruyen durante los estadios magmáticos evolutivamente más tardíos del Batolito del Río, ya que la tonalita estaba lo suficientemente fría para que los diques máficos y félsicos desarrollen frente a ella contactos netos y bordes enfriados. Asociadamente, se producen zonas de circulación hidrotermal, alteraciones propilíticas y mineralizaciones de principalmente pirita.

Aunque las rocas encajantes de la Formación Constanza del Grupo Tireo son geoquímicamente diferentes y se interpreta no están relacionadas con el magmatismo del Batolito del Río, las rocas ácidas tanto volcánicas como hipoabisales de la Formación Restauración presentes en el área de Constanza pueden representar los equivalentes más someros del magmatismo. A favor de esta interpretación son los diques de leucotonalitas con hornblenda similares a los magmas del batolito y los datos geoquímicos. Por otro lado, no se descarta que los basaltos más antiguos de la Formación Pelona-Pico Duarte sean contemporáneos con los episodios intrusivos del batolito más tempranos, ya que localmente estos basaltos aparecen incluidos como enclaves y metamorfizados por contacto. Sin embargo, diques máficos de geoquímica OIB similar a los BPPD intruyen al batolito como diques tardíos de dirección O-E en el sector de Las Guazaras. Estos diques han proporcionado una edad de 79,4 Ma (6JE13A) en Constanza, indicando una edad anterior para el batolito.

3.1.5.1. Leucotonalitas con hornblenda y biotita de grano fino. Facies de borde y/o apical (7)

Las rocas agrupadas bajo este epígrafe aparecen a lo largo de todo el borde norte y este del Batolito del Río, formando una facies de borde de la intrusión cuyo espesor no suele superar un 1 km de espesor. Se trata de facies de tonalitas y leucotonalitas de grano medio a fino con hornblenda acicular (6073IIJE9059) o con hornblenda y biotita, generalmente poco o nada foliadas (6073IIJE9154). Se trata de rocas plutónicas de composición típicamente tonalíticas, sin que exista feldespato-K suficiente para clasificarse como granitos. Posee hornblenda y biotita como minerales máficos, abundante cuarzo y minerales claros ($M < 35\%$), por lo que se clasifican como leucotonalitas ($Q > 20\%$ modal en diagrama QAP). Sin embargo, existen tipos tonalíticos mesocrátos donde los minerales oscuros son $> 30\%$

modal. Al microscopio, la textura es inequigranular de grano fino a medio, con una disposición acicular de los delgados prismas subidio a alotriomorfos de hornblenda y de las láminas subidiomorfos de biotita. La plagioclasa consiste en pequeños prismas de idio- a subidiomorfos y el cuarzo forma grandes monocristales y granos menores intersticiales, así como puede formar agregados granofídicos junto al feldespato eutécticos. En alguna muestra, hay dominios intersticiales con texturas gráficas. La alteración por fluidos tardí-magmáticos es a menudo importante. Tanto el anfíbol como la biotita son reemplazados por un agregado de clorita+epidota amarilla (pistachita)+prehnita+opacos, y la plagioclasa por agregados de sericita, epidota, prehnita y opacos.

3.1.5.2. Tonalitas con hornblenda, variablemente biotíticas, de grano medio-grosso, foliadas. Facies común (8)

Las facies comunes de tonalitas con hornblenda, foliadas (6073IIJE9289, 6073IIIMJ9134, 6073IIJE9168B, 6073IIJE9173B, 6073IIJE9056A y 6073IIJE9143), aparecen predominantemente en la mitad occidental del Batolito del Río y aureolando las facies leucotonalíticas centrales en la mitad oriental. Esta distribución sugiere que de este a oeste afloran por erosión sectores progresivamente más profundos del Batolito.

Se incluyen facies de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda de grano medio a grueso, que presentan una penetrativa fábrica magmática planar definida por la elongación de plagioclasa y el anfíbol, que puede ser también subsólidas deformativa. Como ferromagnesianos contiene hornblenda verde oscura (15-25%), que forma prismas milimétricos a menudo dispuestos definiendo una lineación mineral subhorizontal. De forma generalmente accesoria aparece biotita. Texturalmente son rocas granudas, holocristalinas, faneríticas, anisótropas e inequigranulares. En los tipos más deformados en estado sólido la textura es de protomilonítica a milonítica. Los minerales principales son hornblenda, plagioclasa y cuarzo; y los accesorios opacos, apatito, zircón, magnetita, esfena e ilmenita. Las tonalitas o están desprovistas de feldespato-K, o aparece como accesorio. Al microscopio, el anfíbol es una hornblenda pleocróica verde-marrón pálido que forma prismas de subidio- a alotriomorfos, poco zonados, con inclusiones de plagioclasa, opacos y, en ocasiones, cuarzo, dotándola de un carácter poiquilítico. Puede incluir relictos de clinopiroxeno augita. Está variablemente reemplazada a agregados de epidota, clorita y sericita. La plagioclasa forma prismas subidiomorfos, zonados oscilatoriamente hacia rebordes más albíticos y agregados de pequeños granos alotriomorfos. Está reemplazada por sericita, epidota, prehnita y opacos. El cuarzo forma grandes cristales con extinción

ondulante, que localmente han recristalizado a agregados de pequeños granos, así como agregados de menor tamaño intersticiales.

3.1.5.3. Leucotonalitas con biotita y hornblenda, de grano grueso a muy grueso, variablemente foliadas (9)

Las leucotonalitas con biotita y hornblenda de grano grueso a muy grueso (6073IIJE9052), afloran de forma extensa en la mitad oriental del Batolito del Río, en la Hoja de Jarabacoa, formando cuerpos lenticulares de longitud kilométrica elongados siguiendo una dirección O-E a OSO-ENE. Esta oblicuidad respecto a la elongación O-E general del Batolito, sugiere la intrusión de estas facies durante un régimen de cizallamiento regional senestro.

Constituyen cuerpos de ígneos y subvolcánica de composición leucotonalítica (>65% modal), con hornblenda y biotita como minerales máficos. No se observa feldespatos-K. La textura es inequigranular de grano grueso, tendente a porfídica, aunque hay una disposición seriada de las plagioclasas frente a los grandes monocristales de cuarzo, que es más equigranular. Generalmente, no presentan fábricas deformativas. El anfíbol es una hornblenda que forma delgados prismas aciculares y pequeños agregados alotriomorfos. Está variablemente reemplazada por un agregado de clorita+epidota amarilla+opacos. La plagioclasa consiste en prismas de idio- a subidiomorfos, con zonado oscilatorio y normal, a veces formando agregados cumulado. Está reemplazada por sericita, epidota, prehnita y opacos. La biotita forma láminas largas asociadas a la hornblenda, apareciendo reemplazada por clorita. El cuarzo forma típicamente grandes granos globosos y cristales límpidos libres de deformación, así como granos menores intersticiales. En alguna muestra ha desarrollado texturas ameboides subvolcánicas. La fuerte alteración evidencia una actividad intensa de los fluidos tardi-magmáticos.

3.1.5.4. Leucotonalitas y leucogranitos biotíticos, microgranitos y aplitas (10)

Las facies más diferenciadas del Batolito del Río forman pequeños macizos, diques y filones de leucotonalitas y leucogranitos con biotita, microleucotonalitas y microleucogranitos biotítico-moscovíticos, aplitas y pegmatitas. Los diques de leucotonalitas con biotita y (rara) moscovita tienen un mayor desarrollo en el oriental del Batolito, donde definen un enjambre de diques OSO-ENE intrusivo en las leucotonalitas de grano grueso. En algunos sectores, como en las inmediaciones del Alto del Candelón y La Manacla, siguiendo la

carretera Jarabacoa-Constanza, se observa el desarrollo de facies de pórfidos leucotonalíticos de características texturas subvolcánicas.

Las leucotonalitas con biotita y leucogranitos son generalmente facies de grano grueso, afíricas, bastante masivas y con escasa biotita-moscovita como minerales ferromagnesianos ($M < 10\%$). Texturalmente son rocas granudas, holocristalinas, faneríticas, inequigranulares tendientes a seriadas. Mineralógicamente están formadas por plagioclasa, cuarzo ($> 20\%$), biotita y moscovita ($M < 10\%$; biotita $< 10\%$), siendo generalmente accesorio el feldespato-K. Cuando el feldespato-K aparece en mayor abundancia modal, la roca se clasifica entonces como un leucogranito biotítico-moscovítico. Como accesorios aparece feldespato potásico, xenotima, monacita, apatito, zircon, esfena, ilmenita y opacos. En estas rocas, la biotita es roja pleocrómica y forma delgadas láminas de varios milímetros de longitud. Esta alterada y reemplazada en zonas a un agregado de clorita, opacos y óxidos de Fe-Ti. La plagioclasa forma grandes prismas de bordes más albiticos entrecruzados, que exhiben un complejo zonado oscilatorio y cristales más pequeños junto al cuarzo. Presenta antiperititas en venas y parches. El cuarzo forma grandes granos ovoides mono y policristalinos de contactos frecuentemente ondulados o suturados y aparece también como intersticial. El feldespato-K es una microclina perfitica en venas y parches, que exhibe contactos reaccionales frente a la plagioclasa. En estas rocas hay agregados de epidota, clorita, esfena y opacos, tardi y post-magmáticos.

3.1.5.5. Diques máficos sin- y post-magmáticos

Coincidiendo con etapas avanzadas de su estructuración, en el Batolito del Río intruye un conjunto o enjambre de diques máficos microgranudos, que se emplaza en todas las anteriores unidades del batolito así como en el Grupo Tireo encajante. Estos diques son especialmente abundantes en la unidad tonalítica, en la que intruyen a lo largo de corredores de orientación general O-E, subparalelos a la elongación de la dicha unidad, aunque en detalle pueden variar desde una dirección N70E a N130E. Estos diques son casi invariablemente subverticales, presentando ángulos de buzamiento $> 70^\circ$ tanto al N como al S. A escala de afloramiento, muchos diques máficos presentan contactos rectos y netos frente a el encajante y una continuidad lateral en buenos afloramientos de unas decenas de metros. El espesor de los diques gradúa entre unos pocos centímetros a varios metros, siendo generalmente de entre 0,15 y 1 m. Muy localmente se ha observado en los diques el desarrollo de fábricas fluidales paralelas al contacto. Normalmente desarrollan bordes enfriados frente al encajante, pero se han observado procesos de hibridación magmática

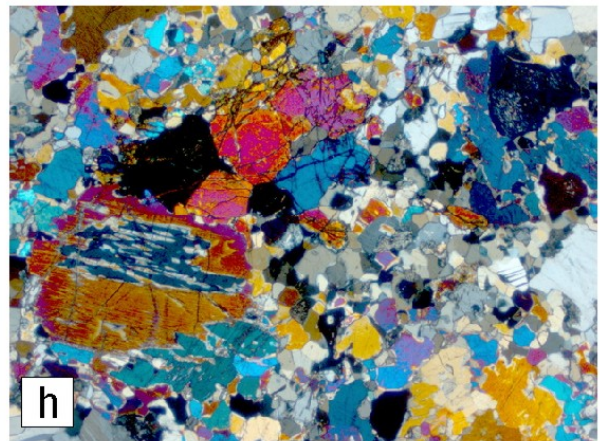
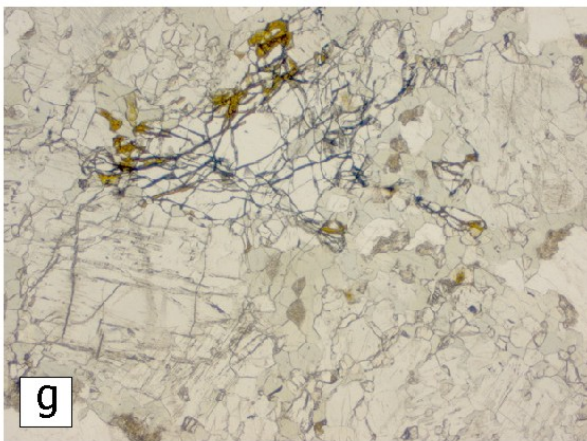
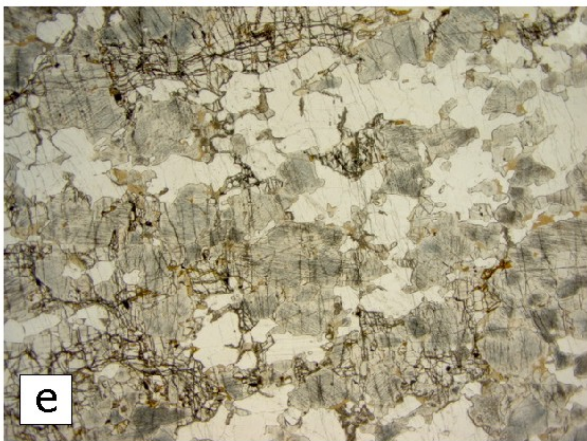
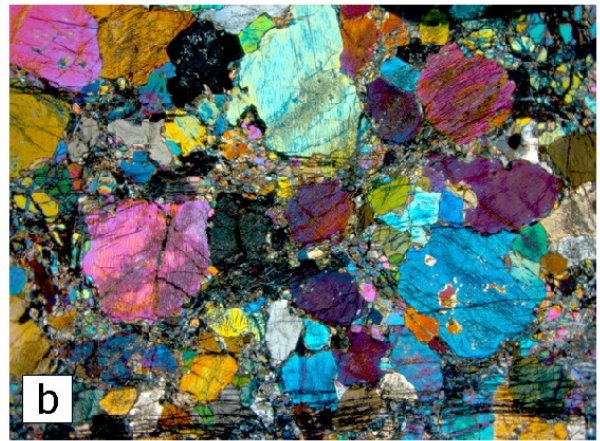
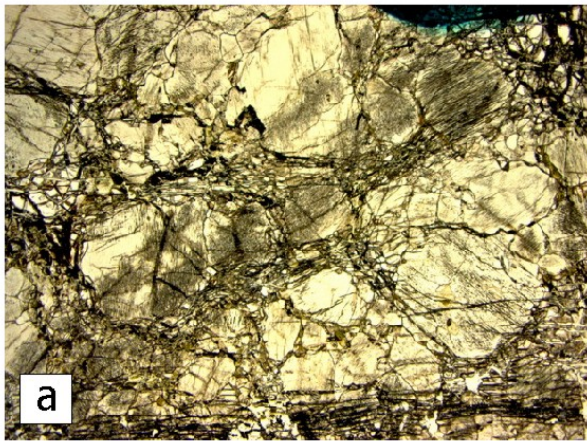
entre estos magmas básicos y las facies más diferenciadas de tonalitas. Estas relaciones sugieren que parte de los diques máficos son co-magmáticos con algunas de las tonalitas más diferenciadas del batolito.

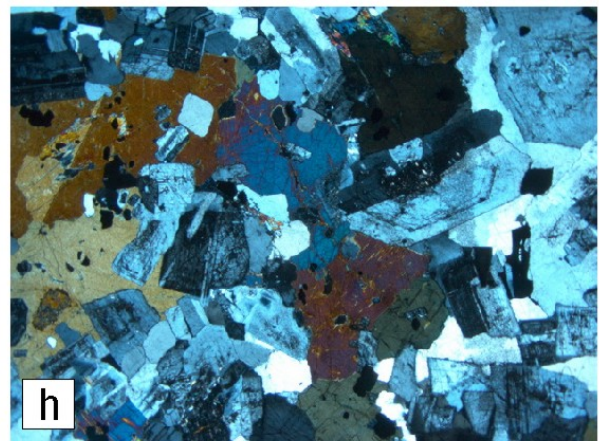
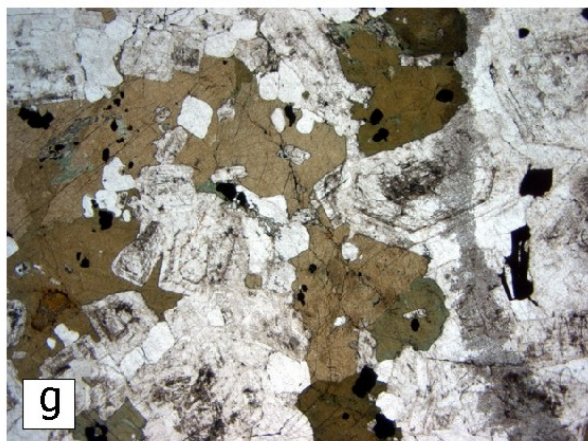
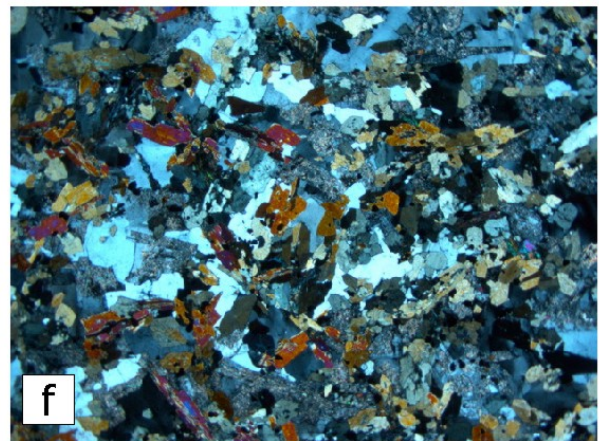
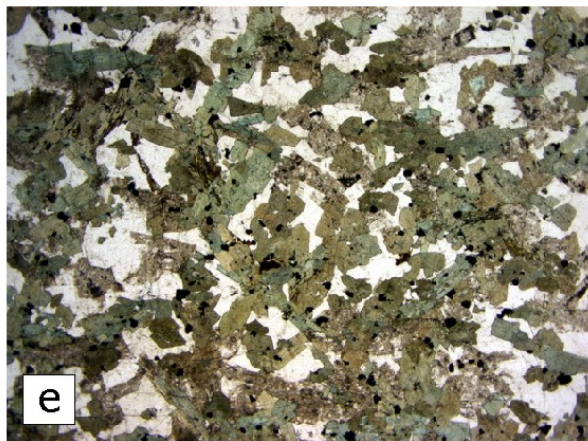
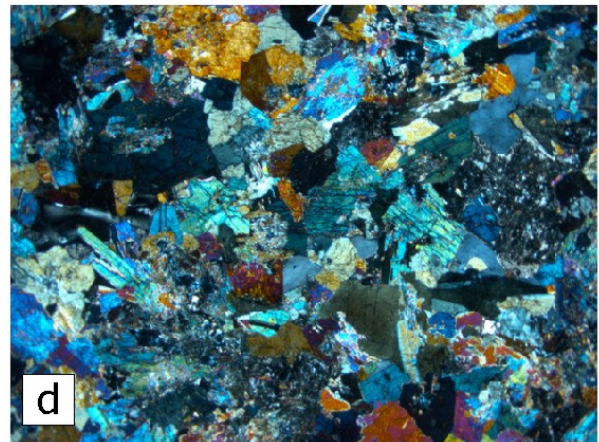
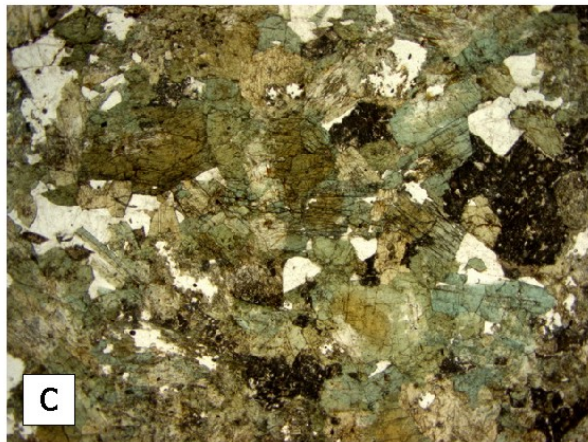
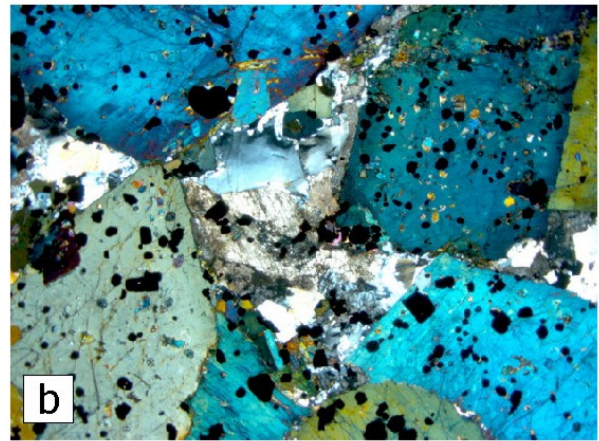
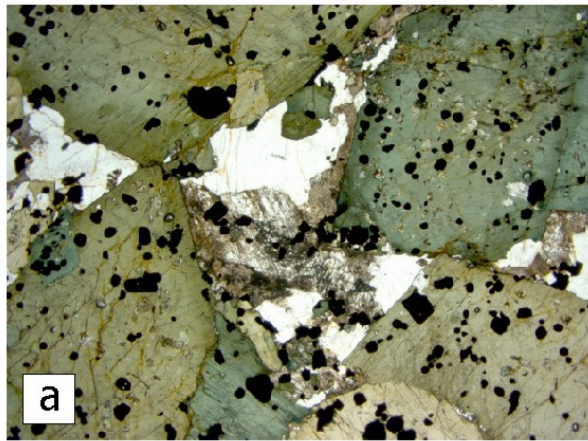
Los tipos microgabroicos a microdioríticos con hornbléndica afrícos (6073IIJE9056B y 6073IIJE9143B) son los más comunes. Se trata de diques máficos sin fenocristales, afaníticos, con clinopiroxeno augita, hornblenda acicular y plagioclasa de subidido a alotriomorfa. Otros tipos petrográficos de diques son gabros, melanogabros y microgabros con clinopiroxeno y hornblenda (6073IIJE9168A), poco porfídicos y afrícos; doleritas con clinopiroxeno en ocasiones porfídicas; y pórfidos dioríticos con plagioclasa y en ocasiones hornblenda. El clinopiroxeno presente en los tipos gabroicos o microgabroicos es un augita diopsídica, que aparece desde totalmente fresca y maclada, a completamente alterada y pseudomorfizada por actinolita, epidota y clorita. El anfíbol es verde-marrón pleocróico y de composición hornblenda, en parte magmática y en parte metamórfica. En algunos diques de textura porfídica, puede formar fenocristales milimétricos junto a la plagioclasa. La mesostasia de estos diques consiste en hornblenda acicular y granos de plagioclasa de tabular a alotriomorfa, en ocasiones definiendo texturas intergranulares. Los opacos son ilmenita y magnetita. Gran parte de los diques están afectados por una pervasiva alteración estática, que reemplaza a las plagioclasas por prehnita, sericita y arcillas, a los ferromagnesianos por clorita, epidota y actinolita, y a los óxidos de Fe-Ti originales por leucóxeno y/o esfena, con cristalización asociada de epidota y calcita.

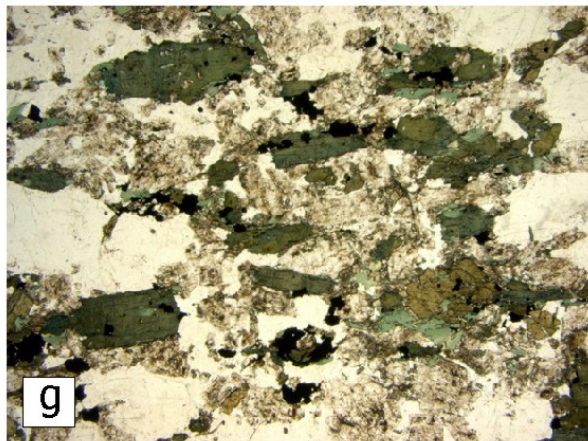
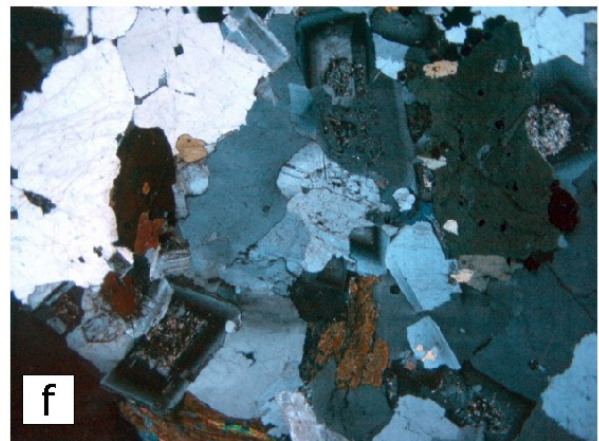
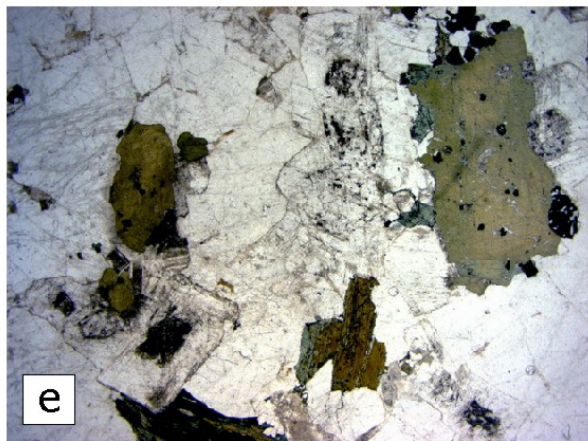
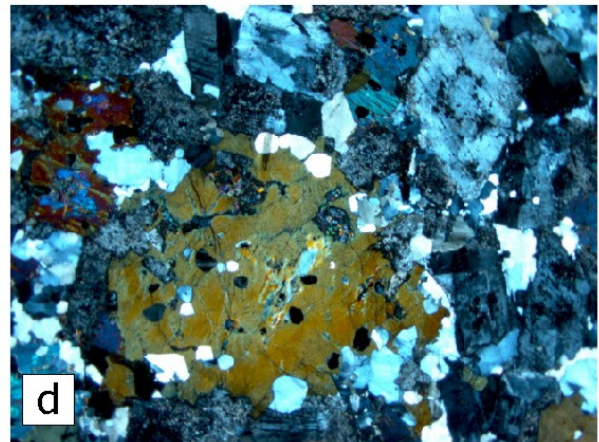
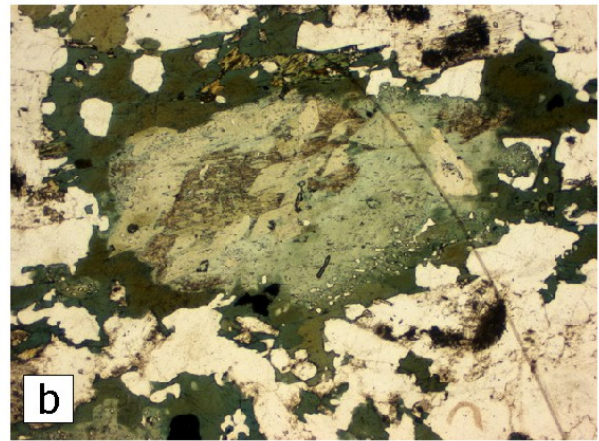
Fig. 3.1.8. (páginas siguientes). (a) Websterita con olivino, facies de cumulado, LN; (b) Id., LP; (c) Gabronoritas, facies de cumulado deformadas a alta-T, LN; (d) Id., LP; (e) Gabronoritas bandeadas con olivino, facies de cumulado deformadas a alta-T, LN; (f) Id., LP; (g) Detalle del olivino reemplazado por orto y clinopiroxeno, y locales coronas de anfíbol verde pálido, en gabronoritas, LN; y (h) Id., LP.

Fig. 3.1.9. (a) Hornblendita formada por un cumulado de anfíbol cálcico zonado y plagioclasa intersticial muy rico en opacos, LN; (b) Id., LP; (c) Gabro de grano grueso intensamente anfíbolitizado, LN; (d) Id., LP; (e) gabro hornbléndico de grano medio isótropo, LN (f) Id., LP; (g) Gabro a cuarzo-gabro hornbléndico de grano grueso con plagioclasas idiomorfas de zonado oscilatorio, LN; y (h) Id., LP.

Fig. 3.1.10. (a) Tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, con hornblenda de carácter poiquilítico, LN; (b) Relicto de clinopiroxeno reemplazado por anfíbol zonado a un borde verde pleocróico hornbléndico, LN; (c) Cuarzo-dioritas con hornblenda isótropas, con plagioclasas zonadas oscilatoriamente y hornblenda poiquilítica, LN; (d) Id., LP; (e) Tonalitas y leucotonalitas con hornblenda y biotita de grano grueso a muy grueso, con cuarzos globosos milimétricos, LN (f) Id., LP; (g) Leucotonalitas con una fábrica planar magmática y retoques deformativos subsólidos, LN; y (h) Texturas miloníticas en tonalitas cizalladas, LN.







3.1.6. Gabros, microgabros y doleritas intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe

Bajo este epígrafe se incluye un grupo de rocas máficas textural y composicionalmente variadas que intruyen como diques y sills en los niveles estructuralmente más altos de la Peridotita serpentizada de Loma Caribe. Generalmente se trata de cuerpos intruidos de manera concordante respecto a la foliación de las serpentinitas foliadas encajantes, con variable desarrollo de una fábrica interna planar magmática paralela al contacto intrusivo. La deformación dúctil y dúctil-frágil posterior ha originado su disrupción en bloques competentes y tectoenclaves porfiroclásticos, rodeados por la foliación serpentinitica. Buenos afloramientos de estas rocas gabróicas y doleríticas se observan en las zonas de Guaiguí, especialmente en las obras del Embalse del río Camú, y aguas abajo en Bayacanes, así como a lo largo de los ríos Yaque del Norte y Guanajuma, en las Hojas de La Vega y Jánico. En el corte de la carretera a Juncalito, en la Hoja de Jánico, también se han observado diques y sills composicionalmente similares (E-MORB) que intruyen al Chert de El Aguacate y a las pizarras ocres suprayacentes, por lo que su edad es posterior.

Los principales tipos petrográficos de rocas peridotíticas menos serpentizadas observados en la PLC son (Fig. 15): gabros de grano fino a medio, hornbléndicos, masivos y foliados (6073IJE9899, 6073IJE9803A, 6073IJE9821C, 6073IJE9842 y 6173IIIOA9023), leucogabros de grano grueso, hornbléndicos y pegmatíticos (6073IJE9899B), y microgabros de grano fino, hornbléndicos (6073IJE9803B, 6073IJE9898 y 6073IJE9699). Desde un punto de vista geoquímico estas rocas poseen un quimismo tanto de tipo MORB normal y enriquecido (N- y E-MORB), como caracterizado por una ligera componente subductiva (BABB), presentando también ambos grupos algunas diferencias petrográficas y en el grado de alteración.

3.1.6.1. Gabros, microgabros y doleritas de tipo BABB

En este grupo composicional se incluyen principalmente gabros, microgabros y ferrogabros masivos, de color gris-azulado y grano medio-grueso, muy frescos, con diferenciados de leucogabros hornbléndicos y pegmatoides hornbléndicos de color claro, así como diques doleríticos. Poseen una composición modal compuesta por cristales idio-subidiomorfos de plagioclasa (50-55%), clinopiroxeno subidio a alotriomorfo (30-35%; incluidos pseudomorfos), hornblenda magmática (<10%), y óxidos de Fe-Ti (<5%) principalmente magnetita esquelética. En alguna muestra aparece cuarzo accesorio. La microtextura es generalmente intersectorial y consistente en un entramado de prismas de plagioclasa que alojan intersticialmente clinopiroxeno, hornblenda y magnetita. En ocasiones se observa una elongación del agregado mineral que define una fábrica magmática planar, especialmente

hacia los bordes de las intrusiones. La secuencia de cristalización fue Pl, Cpx, Hbl, Qtz y Mag, típica de una fraccionación gabroica a baja P de fundidos ricos en H₂O. Apareciendo en bolsadas irregulares, producto de la cristalización de magmas ya muy evolucionados, los leucogabros son rocas de grano grueso, compuestas de plagioclasa (55-65%), hornblenda (<35% incluidos pseudomorfos), relictos de clinopiroxeno, cuarzo (<5%), apatito accesorio y magnetita (<5%). La textura es inequigranular, con una típica disposición del anfíbol formando rosetas de tipo pegmatítico. Los tipos doleríticos y ferrodoleríticos poseen grano fino y texturas interseccionales y subofíticas. En todas estas rocas se superpone una relativamente intensa alteración tardi- y post-magmática, pseudomórfica, que da lugar a la formación de hornblenda actinolítica verde pálida a actinolita incolora, a expensas del clinopiroxeno, así como de epidota, mica blanca/sericita, prenhita, pumpellita, albita y clorita.

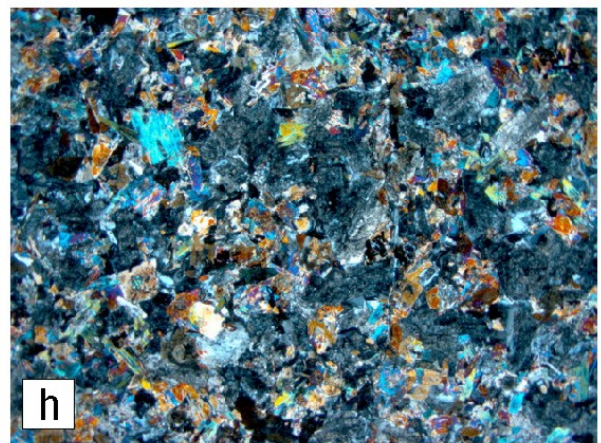
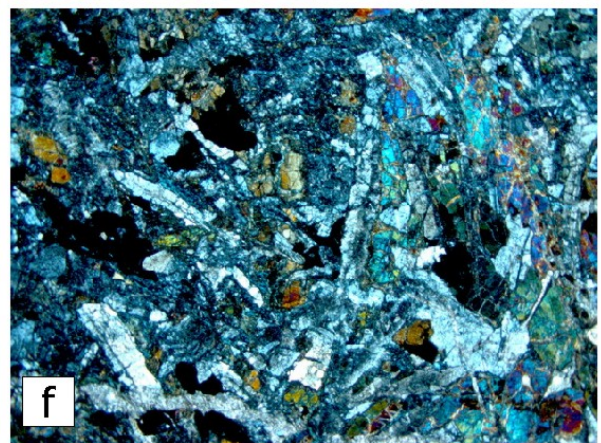
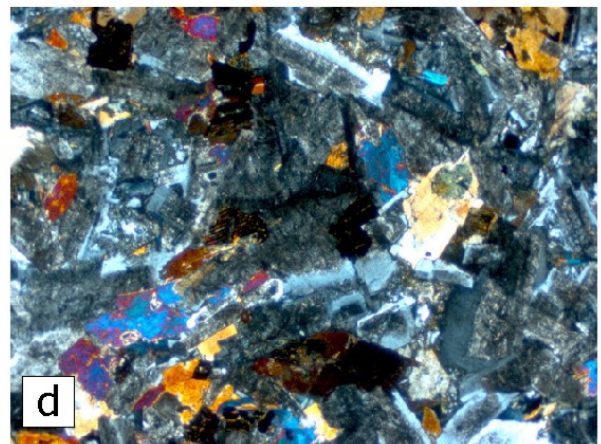
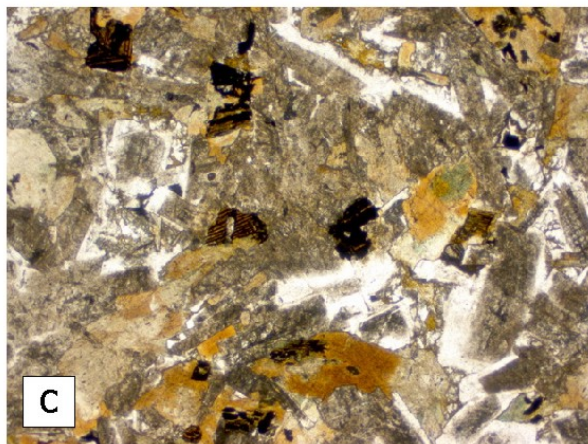
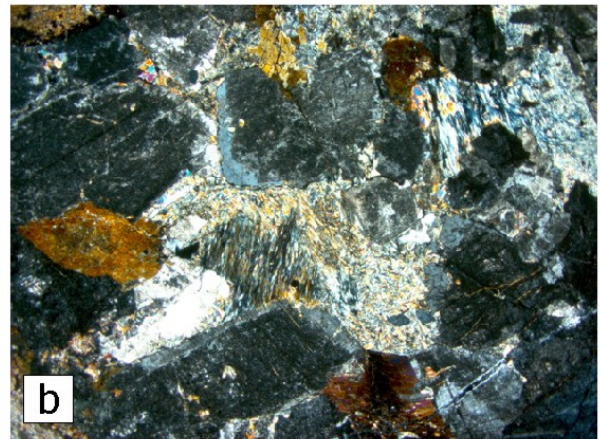
3.1.6.2. Gabros, microgabros y doleritas de tipo E-MORB

Se trata de rocas plutónicas y subvolcánicas, de grano medio a fino, de colores grises a gris-verdosos, de textura isótropa a foliada, definida por la elongación del agregado mineral. Presenta una composición modal compuesta por clinopiroxeno (35-65%, incluidos pseudomorfos de Hbl-Act), plagioclasa (25-55%), hornblenda intersticial (<10%), ortopiroxeno (<3%), y óxidos de Fe-Ti (<10%) principalmente magnetita. Se han observado tipos microgabroicos con olivino, orto y clinopiroxeno muy primitivos en composición. Las microtexturas gradúan entre interseccionales elongadas a subofíticas y ofíticas. El clinopiroxeno es de composición augita. El anfíbol es una hornblenda verde pálida ligeramente pleocróica, de subidio- a idiomorfa, con ligero zonado, probablemente resultado de la transformación pseudomórfica extrema de piroxenos ígneos primarios. Forma un entramado de prismas entrecruzados que alojan a la plagioclasa y los opacos, de carácter intersticial, en zonas subofítica. La plagioclasa forma prismas tabulares subidio- a alotriomorfos y está muy sericitizada/moscovitzada. Los opacos son granos de magnetita-ilmenita esquelética. La secuencia de cristalización fue Cpx+Pl, Pl, Hbl y Mag, aunque una gran parte de la Hbl parece secuendaria. Se superpone una relativamente intensa alteración tardi/post-magmática o hidrotermal, estática y pseudomórfica, que da lugar al reemplazamiento de fases ígneas por minerales secundarios como actinolita-hornblenda, epidota, mica blanca/sericita, prenhita, pumpellita, albita y clorita, que son indicativos de condiciones de la facies de los subesquistos verdes a esquistos verdes de baja-T.

Fig. 3.1.13. (páginas siguientes). (a) Panorámica corte Río Juanajuma mostrando peridotitas serpentinizadas y diques concordantes máficos; (b) Dique máfico intruyendo a serpentinitas. Corte bayacanes; (c) Dique máfico boudinado entre serpentinitas foliadas. Área Guiguí.

Fig. 3.1.14. (a) Gabros de grano grueso isótopos, de textura interseccional, bastante reemplazados pseudomórficamente por minerales secundarios, LN; (b) Id., LP; (c) Ferrogabros de grano medio a grueso isótopos, relativamente poco alterados, LN; (d) Id., LP; (e) Gabros de grano medio de textura interseccional, LN; (f) Id., LP; (g) Texturas intergranulares en gabros, LN; y (h) Id., LN.





3.1.7. Microgabros magnéticos subvolcánicos (tipo La Cana)

En este apartado se incluyen los cuerpos de gabros y microgabros que intruyen como diques y sills de dimensiones entre hectométricas y centimétricas en las rocas volcánicas del Grupo Tireo en la Hoja de Jarabacoa, así como en la región de Constanza donde fueron inicialmente definidos y datados (Escuder Viruete et al., 2008). Se trata de rocas microgabróicas o doleríticas de color gris verdoso oscuro, de grano grueso a fino, de isotropas a foliadas, y típicamente magnéticas. Composicionalmente, poseen una signatura geoquímica de tipo E-MORB, similar a parte de los sills subconcordantes intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe, los basaltos de la Fm Peña Blanca y las tobas verdes de la Fm Constanza del grupo Tireo. Una facies muy evolucionada ($Mg\#=28$), rica en óxidos de Fe-Ti y Nb (21 ppm), ha proporcionado una edad U-Pb en zircones de $93,35\pm 0,23$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización del magma (límite Cenomaniense-Turonense).

En la zona estudiada, los principales tipos petrográficos observados son: microgabros de grano medio hornbléndicos (6073IJE9707) y gabros piroxénicos protomiloníticos (6073IJE9703). En ambos casos, se trata de rocas granudas, de textura holocristalina, fanerítica, subequigranular, y variablemente reemplazada por minerales metamórficos secundarios. En estas rocas la fábrica planar magmática está definida por la elongación del agregado mineral, siendo más penetrativa hacia los bordes de los sills donde es subparalela al contacto. Al microscopio presentan una composición modal rica en ferromagnesianos y compuesta por clinopiroxeno, o sus pseudomorfos de hornblenda-actinolita (55-60%), plagioclasa (25-35%), cuarzo (<5%) y opacos (5%). El piroxeno ígneo es un clinopiroxeno augítico poco pleocrórico, con variedades ligeramente rosadas ricas en Ti. El anfíbol es una hornblenda y hornblenda actinolítica verde pálida, ligeramente pleocrórica, de subidio- a idiomorfa, algo zonada, probablemente resultado de la transformación total pseudomórfica de los piroxenos primarios. La plagioclasa forma prismas tabulares subidio- a alotriomorfos y está muy sericitizada/moscovitzada. Los opacos son granos esqueléticos de magnetita/ilmenita. El cuarzo puede aparecer como granos intersticiales alotriomorfo, siendo posiblemente secundario. Con la alteración hidrotermal y/o metamorfismo tardi-magmático, se forman de agregados de actinolita, epidota, prenhita, albita, sericita, clorita y opacos. La deformación dúctil de estas rocas se muestra mediante prismas de ferromagnesianos doblados y rotos, extinción ondulante en la plagioclasa y recristalización con formación de subgranos de albita, cuya intensidad puede llegar a dar texturas protomiloníticas.

3.1.8. Diques de cuarzo

Los diques de cuarzo son de dimensiones de centimétricas a métricas e intruyen a favor de zonas de falla dúctil-frágiles y frágiles, tanto en los batolitos gabro-tonalíticos como en las rocas encajantes metavolcánicas. Se trata de rocas filonianas de color blanco grisáceo, masivas y compactas, y de fábrica interna de isótropa a foliada, con un variable rejuego cataclástico particularmente localizado en los hastiales.

3.1.9. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja

Los principales tipos petrográficos de rocas volcánicas observados en la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja y descritos a continuación son: basaltos con olivino y clinopiroxeno afaníticos y microglomeroporfídicos (6073IJE9548), basaltos afaníticos (6073IJE9379, 6073IJE9391 y 6073IJE9468); basaltos y ferrobasaltos (6073IJE9538); basaltos almohadillados afaníticos, variolíticos e hialoclásticos (6073IJE9391A y 6073IJE9391B); tobas andesíticas de grano fino líticas (6073IJE9383); metavolcanitas básicas y esquistos máficos (6073IJE9403y 6073IJE9706); metaareniscas volcanoclásticas de grano medio (6073IJE9470); filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos con moscovita (6173IIIOA9033); pizarras sericítico-cloríticas con epidota (6173IIIOA9045) y metachert (6073IJE9415).

3.1.9.1. Basaltos

Los basaltos con olivino y clinopiroxeno afaníticos y microglomeroporfídicos son rocas volcánicas de color marrón-azulado oscuro, densas y magnéticas, afaníticas a escala de afloramiento. Aparecen atravesados de forma pervasiva por un sistema de venas de epidota±calcita±cuarzo, y frecuentemente mineralizadas con óxidos de Fe. Presentan texturas a menudo microglomeroporfídicas, de mesostasia microcristalina, con una variable pseudomorfosis en parches por minerales secundarios. Como componentes principales o fenocristales poseen clinopiroxeno, olivino y, menos frecuentemente, plagioclasa y ortopiroxeno; como componentes accesorios o pasta presentan ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos.

Al microscopio, los basaltos se estructuran en microfenocristales y matriz o pasta volcánica desvitrificada. Los fenocristales son de tamaños generalmente submilimétricos, de subidio- a alotriomorfos, de olivino y clinopiroxeno. A menudo forman agregados glomeroporfídicos dispersos entre la mesostasia. El olivino forma prismas aislados reemplazados por agregados de serpentinitas, calcita y mica blanca/sericita. El clinopiroxeno es una augita

titanada, zonada y maclada, y está variablemente transformada a clorita, sericita y opacos. La mesostasia o matriz consiste en un agregado muy fino de microfenoblastos entrecruzados de plagioclasa, con clinopiroxenos dispersos y opacos abundantes, así como por material oscuro desvitrificado, con sericita, clorita, pumpellita, epidota, zeolita y opacos. Las texturas de la mesostasia tienden a ser variolíticas. A la microescala, la red de microfisuras y parches se observa rellena por agregados microcristalinos de epidota, calcita, pumpellita, clorita y sericita.

Las muestras de basaltos afaníticos estudiadas son de color gris oscuro, poco magnéticas, masivas y compactas, con abundante desarrollo de venas rellenas de zeolitas, arcillas, epidota, cuarzo y clorita. Texturalmente son rocas hipocristalinas, de textura microporfídica, con mesostasia de micro a criptocristalina. Al microscopio se distinguen los microfenocristales de piroxenos y menos frecuentemente plagioclasas tabulares de idio- a subidiomorfos, aunque se observan también fenocristales completamente pseudomorfizados a clorita, serpentinita y opacos, posiblemente de olivino. La mesostasia está compuesta por pequeños prismas de plagioclasa y piroxeno, vidrio desvitrificado, óxidos de Fe-Ti, y opacos dispersos. Dicha mesostasia está parcialmente alterada a un agregado sericítico-illítico-clorítico de minerales secundarios, con óxidos de Fe y opacos.

3.1.9.2. Ferrobasaltos

Los ferrobasaltos son lavas de color gris-marrón oscuro, variablemente alteradas a favor de microfracturas, de textura afanítica. Presentan una textura hipocristalina, afanítica, microintersectal, así como de reemplazamiento y recristalización tardi- y post-magmático. Como componentes principales o fenocristales poseen plagioclasa, clinopiroxeno y olivino; como componentes accesorios o pasta presentan ortopiroxeno, titano-ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Generalmente se trata de lavas de grano muy fino, afaníticas, de textura microcristalina intersectal. En zonas son variablemente variolíticas, producto del rápido enfriamiento del magma, en un medio submarino relativamente profundo. Al microscopio, consisten en un agregado mineral muy fino, microcristalino, de microfenocristales y agregados fibroso-radiales prismáticos de plagioclasa, que forman un entramado que en los huecos aloja el clinopiroxeno, abundantes granos de titano-magnetita, y escaso material vítreo recristalizado. Se trata de magmas toleíticos ya evolucionados como evidencia la abundancia de óxidos de Fe-Ti producto de la diferenciación. El clinopiroxeno es una augita prismática, que también puede formar agregados prismáticos

radiales. Se observan pseudomorfos de olivino reemplazados por un agregado criptocristalino de un material amarillo, serpentínico.

3.1.9.3. Basaltos almohadillados

Asociados a los ferrobasaltos se observan basaltos almohadillados afaníticos, variolíticos e hialoclásticos, que típicamente presentan un color verde claro-grisáceo y una estructura almohadillada con las típicas fracturas concéntricas y radiales. La matriz interpillow es hialoclástica. Poseen una textura masiva, hipocristalina, frecuentemente variolítica definida por microprismas fibroso-radiales de los piroxenos, debido al rápido enfriamiento. Como componentes principales o fenocristales poseen plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno; como componentes accesorios o pasta presentan, titano-magnetita, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y opacos. Al microscopio, la roca consiste en un agregado mineral muy fino de microfenocristales de plagioclasa, piroxeno y material vítreo intersticial recristalizado. Los microfenocristales son de alo- a subidiomorfos de plagioclasa, clino- y ortopiroxeno, característicos de los basaltos toleíticos. Hay cuarzo intersticial posiblemente tardi-magmático. Los basaltos están variablemente recristalizados y transformados a un agregado mineral de minerales secundarios que también rellena venas, constituido por epidota, sericita-moscovita, clorita, pumpellita, cuarzo y albita, siendo característico de un metamorfismo hidrotermal estático de la facies de los esquistos verdes de baja-T y P. Posee grandes vacuolas/amigdalas rellenas de cuarzo, pumpellita, epidota, clorita y sericita.

3.1.9.4. Tobas andesíticas

Las tobas andesíticas que aparecen hacia techo estratigráfico de la Asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja constituyen rocas volcánicas piroclásticas, de tamaño de grano fino y de composición andesítica s.l. Se trata de tobas líticas-vítreas, de organización interna más bien masiva, aunque se reconoce una cierta elongación granos y quizá localmente organización de tamaño de grano, donde la deformación es menor. Los fragmentos son principalmente rocas volcánicas grises oscuras de textura afanítica o microporfídica, vidrio volcánico completamente recristalizado, y de fenocristales rotos de plagioclasa y muy escasos piroxenos. La matriz es microcristalina a afanítica, con granos de magnetita y aparece alterada/oxidada, así como reemplazada por agregados de pumpellita, sericita y clorita.

3.1.9.5. Esquistos máficos y anfibolitas

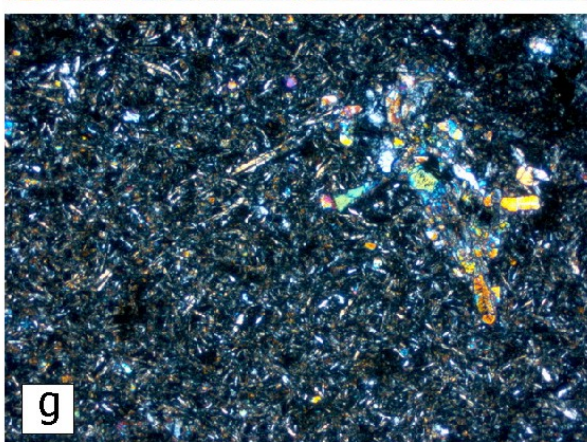
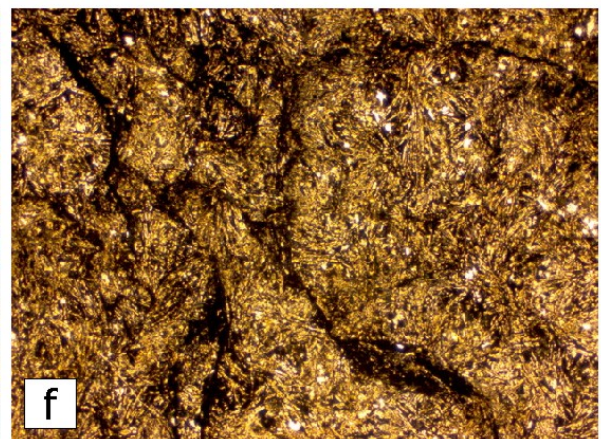
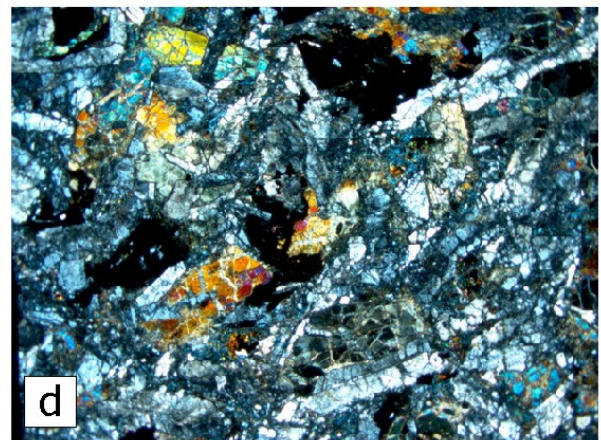
A lo largo de zonas de cizalla de alto ángulo que afectan a la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, se desarrolló un metamorfismo en el Cretácico Superior que fue sincrónico a la deformación regional (Escuder Viruete et al., 2006). Cuando el grado de deformación y metamorfismo es mayor, la minerología y texturas originales de las rocas máficas van siendo progresivamente traspuestas, convirtiéndose en esquistos máficos variablemente miloníticos y anfibolitas. En estos esquistos de grano fino a muy fino, la orientación lepidó y nematoblástica de los minerales metamórficos define una fábrica plano-linear Sp-Lp variablemente penetrativa, y los restos de la roca volcánica son escasos porfiroclastos de clinopiroxeno augítico rodeados por la Sp y reemplazados en sombras de presión por minerales metamórficos. Los nematoblastos de anfíbol son verde pálido, variablemente pleocroicos y de composición actinolita, estando en las rocas de textura milonítica orientados en los planos S y C. Los planos de foliación están también definidos por la orientación de lepidoblastos muy finos mica blanca, clorita, de agregados de epidota, esfena, albita, ilmenita, óxidos de Fe-Ti y opacos. La plagioclasa ígnea ha sido deformada dúctilmente y recristalizado formado subgranos de oligoclasa y albita. En resumen, estas rocas evidencian una deformación dúctil no-coaxial sin-metamórfica en condiciones de la facies de los esquistos verdes epidóticos de baja-P. Las anfibolitas relacionadas presentan una asociación mineral en los planos de foliación compuesta por actinolita+albita+epidota+clorita o hornblenda+oligoclasa+epidota (+mica blanca±esfena±cuarzo), las cuales indican un metamorfismo sincinemático en condiciones de la facies de esquistos verdes a anfibolítica de baja-P.

3.1.9.6. Filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos

El protolito de las filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos con moscovita fue probablemente una roca ígnea ácida, cuarzo-feldespática, posiblemente plagiogranitos oceánicos. Sin embargo, la minerología y texturas han sido en ellos completamente traspuestas por la deformación y el metamorfismo. Las rocas estudiadas están formadas por un agregado granonematoblástico de grano fino muy fino, compuesto por cuarzo, albita, clorita, mica blanca y algo de epidota, en el que la elongación mineral preferente define la fábrica planar Sp. Esta Sp aparece microcrenulada por una Sp+1. En estas rocas la Sp está definida geométricamente por minerales propios de la facies de los esquistos verdes de baja-T (Ab+Ms+Ep+Chl). Los porfiroblastos de plagioclasa son de subidio a alotriomorfos y presentan sombras de presión asimétricas rellenas de mica blanca y clorita. El cuarzo forma agregados policristalinos lenticulares y pequeños granos aplastados paralelamente a la Sp,

que también queda definida por pequeños lepidoblastos paralelos de clorita y moscovita, y por agregados de epidota.

Fig. 3.1.15 (página siguiente). (a) Gabros de grano fino, LN; (b) Id., LP; (c) Gabros de grano grueso, LN; (d) Id., LP; (e) Cumulado gabróico, LP (f) Textura variolítica de rápido enfriamiento en basaltos almohadillados, LN; (g) Texturas micro-glomeroporfídicas en basaltos almohadillados, LP; y (h) Fragmentos de vidrio en las facies hialoclásticas, LN.



3.1.10. Radiolaritas y metaradiolaritas (cherts)

Además del tramo de chert y metaradiolaritas blancas bandeadas del Cherts del Aguacate (6073IVMJ95339), se han observado también tramos de cherts intercalados entre las mevolcanitas máficas del Complejo Duarte y, particularmente, los chert de Mb El Yujo situados a techo. En general, todos ellos aparecen muy aplastados, cizallados y recrystalizados, por lo que es rara la presencia de radiolarios identificables. El protolito de estas rocas fue sedimentario, de composición silíceo, tanto hemipelágico como formado por la acumulación volcánogénica de sílice en un medio submarino. No obstante, las texturas han sido generalmente completamente borradas por la deformación dúctil, la recrystalización metamórfica y la brechificación. La deformación produjo una recrystalización dúctil de la roca a un agregado de granos de cuarzo, con subordinados clorita + mica blanca/sericita + epidota + albita + ilmenita + opacos. La presencia de capas milimétrica con una mayor o menor abundancia de estas fases subordinadas define el bandeo heredado sedimentario. El cuarzo ha recrystalizado dinámicamente a un agregado de granos muy fino, cuya orientación dimensional preferente define a menudo una fábrica de forma ligeramente oblicua respecto a la Sp, denotando el carácter no-coaxial de la deformación. Algunos niveles son verdaderos *ribbons* de cuarzo policristalinos paralelos a los planos Sp, aunque recrystalizados mediante mecanismos de migración de bordes de grano a relativa alta-T. Con gran aumento al microscopio, se observa la presencia de lepidoblastos de mica blanca/sericita y clorita, que forman contactos rectos frente a los granos elongados de cuarzo. En algunos niveles de composición adecuada se han formado porfiroblastos y porfiroclastos de albita y de epidota amarilla pleocroica, que forma agregados de pequeños granos estirados paralelamente a la Lp, y porfiroclastos de tipo σ y δ . En resumen, la muestras de chert estudiadas evidencia una deformación por cizalla, así como una recrystalización estática posterior, con poligonización del agregado, en condiciones transicionales entre la facies de los subesquistos verdes y los esquistos verdes de baja-T y P. La brechificación ha dado lugar a la fragmentación de las capas así como a la formación de sistemas de venas discordantes rellenas de cuarzo granoblástico.

Asociados al Chert de El Aguacate se observan capas decimétricas de mármoles (6073IVMJ9454) de color gris claro-marrón, algo feruginizados, sin una fábrica planar definida, con niveles ricos en opacos que definen la estratificación. El protolito de estas rocas fue una roca sedimentaria carbonatada, cuya mineralogía y texturas han sido casi borradas por la deformación y la recrystalización metamórfica. Al microscopio, la roca está compuesta por un agregado granoblástico de calcita (>95%) de grano muy fino, casi

criptocristalino, en el que no se observa una clara elongación paralela de los granos, concentraciones de opacos, y un sistema de venas discordantes rellenas de calcita granoblástica. Las variaciones en el tamaño grano y en la proporción de opacos, probablemente reflejan la estratificación original (S0) del protolito. Localmente se observan formas redondeadas dispersas, que deben ser restos de radiolarios recristalizados e irreconocibles.

3.1.11. Complejo Duarte

En la Hoja de Jarabacoa, los materiales del Complejo Duarte aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas espilitizadas que han preservado las texturas e incluso parte de la mineralogía ígnea, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sin-cinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes, anfíbolitas de baja-P y corneanas hornbléndico-piroxénicas. La descripción del Complejo Duarte que sigue a continuación recoge las variaciones petrográficas que aparecen siguiendo este gradiente.

En general, en el sector del Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los subesquistos verdes se han preservado las texturas ígneas del protolito volcánico. En el área próxima a la localidad de El Aguacate, en la Hoja de La Vega, se reconocen depósitos de flujos lávicos, autobrechas y cumulos de la unidad inferior, cuya composición incluye términos de basaltos, basaltos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, así como depósitos fragmentarios de tobas básicas líticas y vítreas. Los principales tipos litológicos reconocidos son basaltos y picritas con olivino y piroxeno (6073IIJE9340 y 6073IIJE9341), variablemente porfídicas (6073IIIMJ9159, 6073IJE9530 y 6073IJE9544), afaníticas (6073IIJE9342 y 6073IJE9417B), o vesiculares (6073IIJE9301 y 6073IIJE9348). En el Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los esquistos verdes se reconocen metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*; 6073IJE8088), filitas y esquistos actinolítico-epidóticos de color verde-gris a gris verdoso oscuro con, subordinadamente, tramos de esquistos masivos tremolítico-cloríticos con abundantes óxidos de Fe-Ti (6073IJE9837B, 6073IIJE9303, 6073IIJE9315, 6073IIJE9344 y 6073IIJE9345), y esquistos máficos muy deformados milonítico-filoníticos (6073IIJE9336, 6073IIJE9337, 6073IIJE9306, 6173IIIOA9044 y 6073IIJE9079).

Las condiciones metamórficas de la facies anfíbolítica se alcanzan en las zonas de cizalla, en sectores espacialmente próximos a las intrusiones de leucotonalitas con hornblenda

foliadas y a los batolitos gabroico-tonalíticos. Los tipos petrográficos reconocidos son (Fig. 5): anfibolitas de intensa fábrica plano-linear (6073IIJE9366B, 6073IJE9566, 6073IJE9935, 6073IJE9506, 6073IJE9507, 6073IJE9854 y 6073IJE9856), blastomiloníticas (6073IJE9493 y 6173IIIOA9039) y gneises anfibólicos variablemente inyectados sincinemáticamente por venas leucotonalíticas centimétricas (6073IIJE9365). Las rocas anfibolíticas masivas de grano fino, formadas en condiciones de la facies de las corneanas anfibólicas, han sido observadas en “roof pendants”, como en los sectores más internos de las aureolas de contacto de los Batolitos de Jumunuco y Buena Vista. En el Complejo Duarte intruyen de forma sin-cinemática respecto a la deformación principal (Sp), diques y sills subconcordantes de gabros y microgabros hornbléndicos, de grano fino a medio, variablemente foliados o isótropos. Los principales tipos litológicos reconocidos son gabros y microgabros hornbléndicos isótropos (6073IJE9427), y foliados (6073IJE9500 y 6173IIIOA9035).

3.1.11.1. Facies de los subesquistos verdes

En la parte del Complejo Duarte metamorfozado en la facies de los subesquistos verdes las texturas ígneas preservadas indican que está esencialmente compuesto por rocas volcánicas lávicas de composición básica y ultrabásica. La unidad inferior del Complejo aflora en el corte del río Yaque del Norte, particularmente en las inmediaciones de la localidad de El Aguacate en la Hoja de La Vega, donde está constituida por flujos masivos y bandeados de picritas (>18 wt% MgO) y basaltos toleíticos ricos en Mg (>12 wt% MgO), localmente con facies de autobrechas, intruidos por diques sin-volcánicos y sills de doleritas. Las picritas aparecen a lo largo de toda la estratigrafía volcánica, aunque abundan más hacia la base. Los flujos fueron extruidos en un medio marino submarino a altas tasas debido a la ausencia de sedimentos pelágicos intercalados. Las lavas gradúan hacia el techo de la unidad a brechas y tobas máficas, con fragmentos de picritas y de chert ocasional, formadas por el volcanismo explosivo causado al contactar el magma con sedimentos saturados en agua. La transición a los depósitos piroclásticos sugiere que, con el apilamiento de las lavas, las erupciones pudieron haber tenido lugar en un medio más somero; sin embargo, no se han encontrado evidencias de erupciones subaéreas.

Texturalmente, las picritas son de color verde a marrón oscuro, generalmente porfídicas pero también afídicas. Contienen fenocristales de olivino y clinopiroxeno (pseudomorfos) de 1-6 mm de diámetro, menos frecuentes de ortopiroxeno, en una mesostasia vítrea ahora recristalizada (Fig. 5). Como inclusion en el olivino aparece Cr-espínela rica en Ti. Otras

texturas preservadas son intergranulares de grano fino y subofíticas. La gran abundancia de fenocristales (hasta el 60 %) en las picritas indica que son cumulados. El olivino está casi completamente reemplazado a clorita, serpentinita y opacos. Algunos piroxenos están zonados oscilatoriamente y presentan maclas. La presencia ocasional de plagioclasa intercúmulus sugiere que los fenocristales de olivino y clinopiroxeno cristalizaron antes en la secuencia. Como accesorios se han observado ilmenita, magnetita, hematites y opacos. Los basaltos ricos en Mg y las doleritas presentan fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, con óxidos de Fe-Ti intersticiales. Las texturas gradúan entre fluidales o glomeroporfídicas de plagioclasa variablemente alterada, a ofítica/subofíticas de clinopiroxeno englobando parcial o totalmente a la plagioclasa, u ocasionalmente, granular de grano fino. Las doleritas consisten en prismas de plagioclasa intercrecidos con clinopiroxeno. En buena parte de las rocas se superpone una alteración verde pervasiva en la que el olivino, clinopiroxeno y la plagioclasa son reemplazados por Mg-Chl, Act±Ep y Ab±Ms±Ca±Preh, respectivamente. La mesostasia ha sido reemplazada por un agregado microcristalino sin orientación compuesto por clorita, mica blanca, epidota, prismas aciculares y rosetas de prehnita o actinolita, esfena y abundantes opacos. Hay también rellenos vesiculares ovoides de clorita, albita, zeolitas o epidota.

La unidad superior está compuesta por un apilamiento de ~1 km de espesor de flujos submarinos masivos y homogéneos de basaltos medianamente alcalinos, con raras intrusiones de diques máficos sin-volcánicos. Típicamente, los basaltos y ferrobasaltos son gris azulados a gris oscuros y afídicos, raramente vesiculares. Las texturas son masivas o microporfídicas de fenocristales subidiomorfos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, a veces dispersos en una mesostasia intersectal/subofítica, abundantes óxidos de Fe-Ti (titano-magnetita) y minerales secundarios. Los fenocristales pueden formar agregados microglomeroporfídicos. Los minerales producto de la alteración son clorita, albita, epidota, pumpellita, calcita y prehnita. Las amigdalas están rellenas por calcita, cuarzo, pumpellita, analcima (en rocas de menor grado) y sericita. Estos depósitos representan los sectores internos de grandes coladas submarinas o pequeñas intrusiones someras. No se han observado el desarrollo de lavas almohadilladas. Los depósitos de autobrechas volcánicas aparecen alternando con los flujos básicos y generalmente constituyen el techo de los mismos. Están constituidos por fragmentos monogénicos de hasta 15 cm de longitud, cuya composición es similar a los flujos básicos.

Otros depósitos volcánicos observados son niveles de tobas vítreas básicas. Estos depósitos subacuáticos son de color gris oscuro a negro y presentan un bandeo grosero en

secciones frescas. La textura es fragmentaria y compuesta por clastos de entre 1-4 mm y forma irregular a discoidal, inmersos en una matriz marrón y verde oscura desvitrificada. Los minerales neoformados son clorita, epidota, anfíbol y plagioclasa.

3.1.11.2. Facies de los esquistos verdes

Todos los tipos litológicos incluidos en el Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los esquistos verdes, incluyen un anfíbol de composición tremolita-actinolita, cuya abundancia modal origina su típica coloración verde-azulada. Los metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*) están compuestos por actinolita-tremolita y clorita, con o sin albita, como minerales principales, e ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. Las texturas en estas rocas suelen ser blastoporfídicas y pseudomórficas, variablemente foliadas. Las filitas y esquistos verdes son rocas de moderadamente foliadas, compuestas por proporciones variables pero esenciales de actinolita, clorita, mica blanca, albita y epidota, con ilmenita, esfena, leucóxeno, magnetita, pirita, calcopirita y óxidos de Fe-Ti como accesorios. La deformación dúctil y el metamorfismo regional ha borrado ya en estas rocas las texturas y mineralogía ígneas. Las texturas son nematoblásticas y lepidoblásticas, en las que la foliación Sp anastomosada está definida por el alineamiento de agregados de actinolita y láminas de clorita y mica blanca. Óptimamente, el anfíbol es desde incoloro a verde pálido y verde amarillo, e incluso verde ligeramente azulado en rocas transicionales a la facies anfíbolítica. La epidota es pleocroica amarilla a amarillo verdosa. En algunos casos, se observan porfiroclastos de clinopiroxeno y plagioclasa relictos. Las amígdalas están rellenas de cuarzo, calcita, epidota o clorita.

Conforme aumenta la deformación y el metamorfismo asociados al desarrollo de la zona de cizalla, se forman esquistos verdes filonítico-miloníticos con actinolita-epidota-clorita. Se trata de rocas de grano fino a medio, con una penetrativa fábrica planar o plano linear (Sp-Lp), definida por la alternancia de lentejones milimétricos claros y capas milimétricas verde oscuras. Las texturas gradúan con la deformación desde granolepido y nematoblásticas foliadas a filoníticas. Como componentes principales presentan actinolita-tremolita, clorita, albita, mica blanca, epidota y cuarzo; y como accesorios ilmenita, circón, magnetita, óxidos de Fe-Ti y calcita. La fábrica planar está definida por el alineamiento de los microprismas de actinolita y los lepidoblastos de clorita y mica blanca, junto con la elongación de lentejones de albita, cuarzo y agregados de epidota, frecuentemente producto del cizallamiento y estiramiento de venas de segregación sin-Sp. La deformación fue no-coaxial como indica la fábrica interna asimétrica en los agregados policristalinos de cuarzo (*ribbons*) y el carácter

compuesto en dos familias de planos de la Sp, dispuestos un pequeño ángulo y marcados por el alargamiento de microprismas de actinolita (fábrica S-C). Sin embargo, se superpone frecuentemente una recristalización estática tardi-cinemática.

3.1.11.3. Facies anfibolítica

Los tipos litológicos del Complejo Duarte metamorfizados en condiciones de la facies de las anfibolitas son anfibolitas y gneises anfibólicos de grano fino-medio e intensa fábrica plano-linear, y corneanas hornbléndico-piroxénicas de grano fino masivas. Ambos tipos litológicos fueron desarrollados a condiciones metamórficas sensiblemente diferentes (Palmer, 1963). Las anfibolitas presentan una textura de nematoblástica a granonematoblástica y se caracterizan por la formación de una hornblenda de color verde azulado coincidiendo con la desaparición de clorita, que da lugar a tonos más oscuros a la roca. En los sectores más deformados de las zonas de cizalla de La Meseta y Guanajuma, as texturas son blastomiloníticas bandeadas. La asociación mineral formada está compuesta por hornblenda, oligoclasa-andesina, epidota/clinozoisita y cuarzo, con mica verde-marrón biotita, ilmenita, magnetita, apatito, esfena, rutilo, piritita y opacos, la cual es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). Al microscopio, los anfiboles están a menudo boudinados perpendicularmente a la Lp y los porfiroblastos de plagioclasa y epidota han desarrollado de sombras de presión asimétricas, implicando un carácter no-coaxial para la deformación.

En algunas localidades muy próximas al contacto con las tonalitas hornbléndicas, las anfibolitas están composicionalmente bandeadas, habiendo desarrollado capas leucocráticas de espesor entre 0,5 y 5 mm que originan una textura gneílica. En estos gneises anfibólicos se observan venas de leucotonalitas con hornblenda cizalladas heterogéneamente hasta paralelizarse con la foliación Sp. Este hecho, junto con el desarrollo periférico de aureolas de anfibolitas en torno a las intrusiones laminares de leucotonalitas con hornblenda, establece que la deformación dúctil y el plutono-metamorfismo fueron contemporáneos.

3.1.11.4. Facies de corneanas hornbléndico-piroxénicas

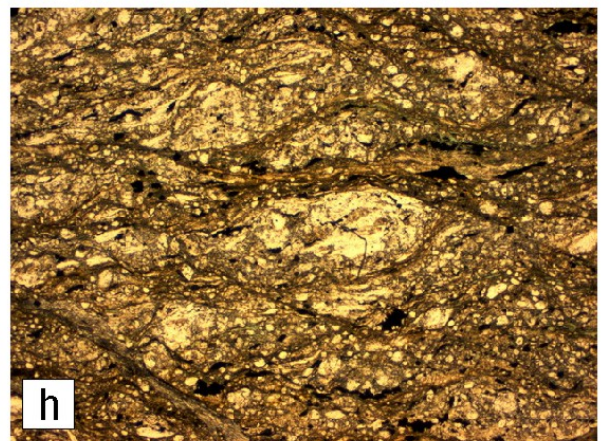
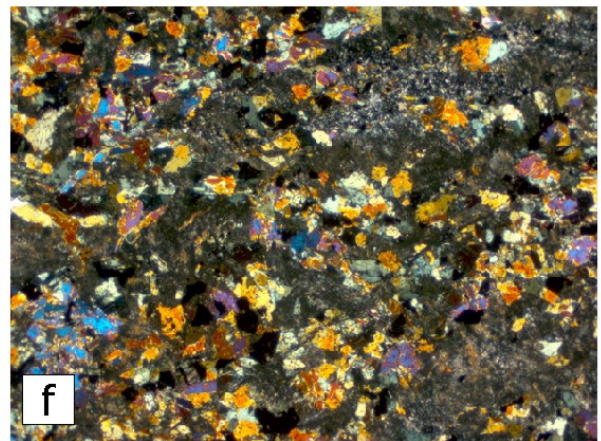
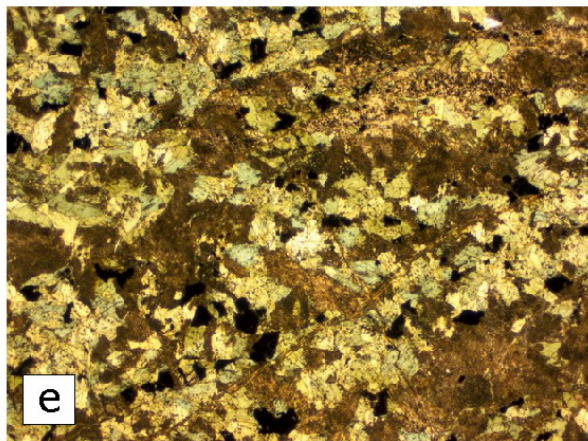
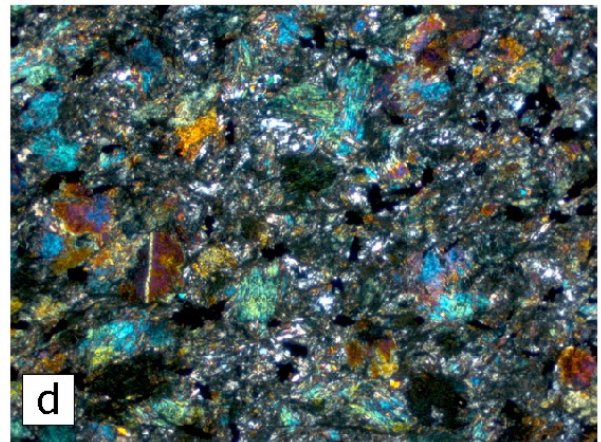
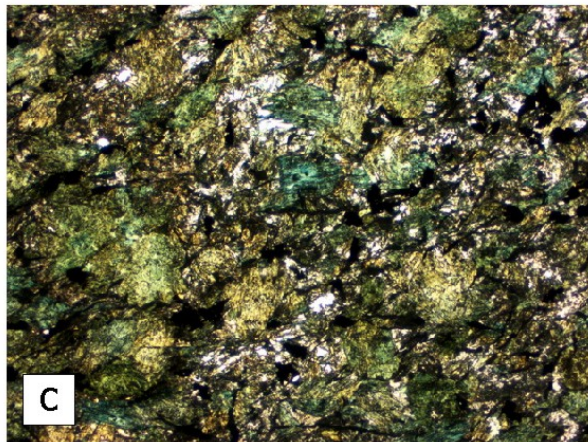
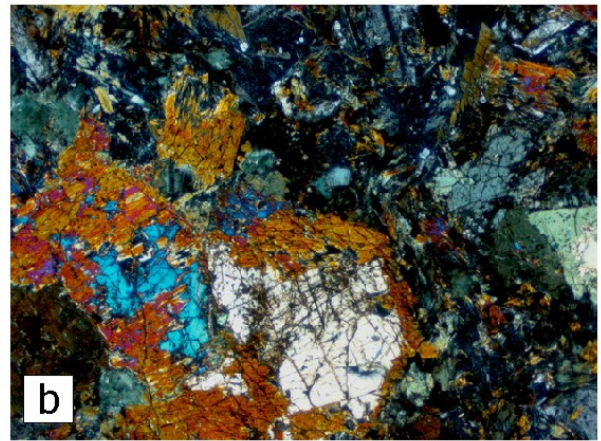
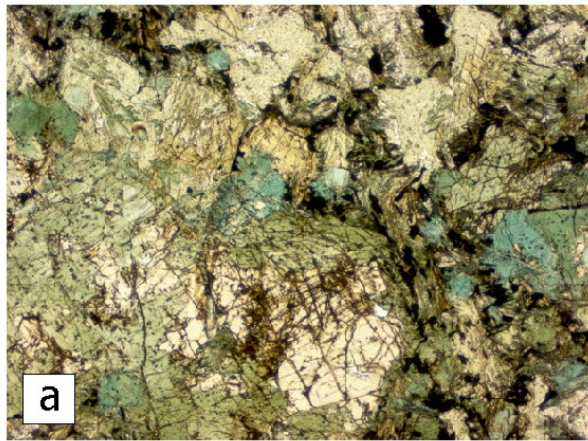
Las corneanas hornbléndico-piroxénicas son rocas verde oscuras muy ricas en anfíbol, frecuentemente casi monominerálicas, de grano fino y masivas. Se han observado en los sectores más internos de las aureolas de contacto en torno a las intrusiones leucotonalíticas

foliadas y como enclaves en los Batolitos de Jumunuco y Buena Vista. Al microscopio se observan texturas nemato- y granoblásticas, de poligonal a débilmente elongadas y de carácter estático. La asociación mineral está compuesta por un anfíbol hornblenda de color verde oliva a verde oscuro y una plagioclasa de composición oligoclasa-andesina, sin clorita ni epidota, apareciendo raramente clinopiroxeno, indicativa de la facies de las corneanas anfibólicas.

3.1.11.5. Sills concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos

Los sills intrusivos en el Complejo Duarte de forma concordantes con la Sp están constituidos por gabros y microgabros, menos frecuentes doleritas, de tonos gris-verdosos, grano fino, y con una fábrica planar magmática definida por la elongación de ferromagnesianos y agregados oscuros milimétricos de minerales secundarios. No suelen presentar fábricas deformativas penetrativas. Al microscopio presentan una textura es holocristalina, granuda, subequigranular, microporfídica, y una composición modal que gradúa entre: plagioclasa, 40-45%; clinopiroxeno, <35%; hornblenda (incluyendo pseudomorfos de actinolita), 25-35%; cuarzo, 15-20%, opacos, <5%. La hornblenda forma prismas tabulares y aciculares de subidio- a idiomorfos, pleocróica de verde pálido en el núcleo a oscuro en los bordes, con un ligero zonado oscilatorio. Aparece orientada coplanarmente definiendo la fábrica magmática de la roca. El clinopiroxeno cuando aparece fresco es augita. La plagioclasa forma un entramado de prismas entrecruzados que alojan a la hornblenda y a los opacos. El cuarzo es intersticial. Los opacos son granos de magnetita/ilmenita intersticiales y esqueléticos. Se superpone una alteración hidrotermal estática, tardi- o post-magmática, que da lugar a la formación de agregados de epidota, albita, sericita, sericita/moscovita, clorita y opacos.

Fig. 3.1.16. (página siguiente). (a) Picritas en facies de cumulado de Ti-augita y olivino, LN; (b) Id., LP; (c) Facies de cumulado picrítico-ankaramitítico ligeramente foliado e intensamente anfibolitizado, LN; (d) Id., LP; (e) Dique dolerítico a microgabroico, LN (f) Id., LP; (g) Texturas porfídicas relictas en los típicos esquistos máficos, LP; y (h) Texturas proto-miloníticas en los metabasaltos porfídicos/esquistos máficos, LN.



3.1.12. Grupo Tireo

En el grupo Tireo los principales tipos litológicos reconocidos son: brechas (6073IIJE9002, 6073IIJE9003) y tobas andesíticas de grano grueso vítreas-líticas (6173IIIOA9042, 6073IIJE9192A, 6073IIJE9216, 6073IIJE9233 y 6073IIJE9236), lavas basálticas piroxénicas afaníticas y vesiculares (6073IIIMJ9374, 6073IIIMJ9377, 6073IJE9868, 6173IIIOA9040 y 6173IIIOA9041), lavas basáltico-andesíticas con plagioclasa porfídicas (6073IJE9943B) y cineritas y tufitas (6073IIIMJ9003 y 6073IIIMJ9316B), en la Fm Constanza; metavolcanita ácidas (6073IIJE9205), riolitas, metariolitas y dacitas porfídicas (6073IJE9426, 6073IJE9942 y 6073IIIMJ9361), metavolcanitas básicas (6073IIJE9205B), en la Fm Restauracion; y sus equivalentes metamorizados (6073IIIMJ9402), deformados, milonitizados (6073IJE9426B y 6173IIIOA9037) y corneanizados (6173IIIOA9038). Por su composición química, se asocian también intrusiones de gabros/ferrogabros con olivino y piroxeno de grano fino (6073IIIMJ9358).

3.1.12.1 Tobas andesíticas de grano grueso vítreas-líticas

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

A la mesoescala se trata de rocas volcánicas piroclásticas de grano grueso, clasificable como tobas de composición andesítica s.l., compuestas por abundantes fragmentos líticos y de vidrio volcánico. No poseen una estratificación clara, resultando masivas. Se caracterizan por presentar una intensa alteración de color verde, clorítico-sericítico-zeolítica. Al microscopio, se observan constituidas por clastos de tamaños <5mm, con una organización interna masiva. Los fragmentos son principalmente de rocas volcánicas grises oscuras de textura afanítica, microporfídica o microvesicular; fragmentos de vidrio volcánico completamente paragonitizado y/o cloritizado; y fragmentos de fenocristales de clinopiroxeno. Los fragmentos de vidrio no se ven aplastados ni soldados. Se observan

reemplazamientos secundarios de los fragmentos por agregados de pumpellita, prenhita, sericita y clorita, así como la oxidación de la magnetita y opacos.

3.1.12.2. Lavas basálticas con piroxeno y/o plagioclasa, afaníticas, porfídicas y vesiculares

Se trata de rocas volcánicas lávicas, de coloración gris-verdosa y composición básica, con fenocristales de piroxeno y/o plagioclasa, que se destacan en una pasta volcánica variablemente esquistosada. En algunos casos, se trata realmente de autobrechas basálticas monogenéticas. Al microscopio, estas lavas presentan una textura porfídica/microporfídica, con matriz de micro a criptocristalina, en algunas muestras afanítica desvitrificada, en otras recristalizada, afectada por una deformación esquistosa de variable intensidad. Al microscopio, se distinguen fenocristales prismáticos de piroxeno y plagioclasa, y la mesostasia o matriz. El piroxeno es tanto augita (pobre en Ti) como hiperstena idio-subidiomorfa, a menudo maclado, siendo en ocasiones xenocrisal. Los piroxenos forman micro y fenocristales de subidio- a alotriomorfos, muy frecuentemente pseudomorfizados por minerales secundarios. Pueden existir también pseudomorfos de olivino completamente cloritizados. Las plagioclasas son milimétricas, de subidio- a alotriomorfas, y aparecen como cristales individuales maclados y formando agregados en sineusis, glomeroporfídicos, en ambos casos pudiendo dar lugar a rocas de textura porfídica. La matriz está definida por microfenoblastos tabulares de plagioclasa, más o menos orientados por flujo, que se destacan sobre la mesostasia más o menos recristalizada. La esquistosidad es grosera y espaciada, y está definida por láminas de esquistosidad donde se acumula la clorita, epidota, mica blanca/sericita y opacos, así como por bandas de cataclasis. Como minerales secundarios aparecen reemplazamientos en grado variable de los ferromagnesianos por agregados de epidota, sericita, pumpellita, clorita y opacos, y procesos de albitización, epidotización y sericitización de las plagioclasas. Se observa también la opaquización de la mesostasia y la desvitrificación de la pasta volcánica.

3.1.12.3. Lavas andesíticas con hornblenda

Las lavas andesíticas con hornblenda son rocas de color gris-marrón oscuro, porfídicas, con abundantes fenocristales xeno- y subidiomorfos de plagioclasa y hornblenda. La orientación de los fenocristales define en ocasiones la fluidalidad de la lava. La hornblenda forma prismas milimétricos pudiendo ser modalmente muy abundante. Las plagioclasas forman agregados en sinneusis de contornos también redondeados y corroidos. El piroxeno es

augita y de forma rara pigeonita. Es accesorio y presenta frecuentemente golfos de corrosión y texturas reaccionales en los bordes, debido a la reacción cristal-líquido. La mesostasia es afanítica y compuesta por pequeños prismas de plagioclasas tabulares y escasos anfíboles, dispersos en una masa micro y criptocrystalina desvitrificada. La magnetita forma cristales milimétricos. Como minerales producto de la alteración secundaria se forma también un agregado sericítico-illítico-clorítico, con prehnita, calcita y opacos. Los carbonatos pueden rellenar huecos y vesículas junto a rebordes de clorita, o reemplazar a la plagioclasa.

3.1.12.4. Riolitas, metariolitas y dacitas porfídicas

A la mesoescala se trata de rocas volcánicas y subvolcánicas de color beig-marrón claro, de composición dacítica a riolítica, de estructura lávica y con una característica textura porfídica variablemente fluidal. En rocas poco deformadas, dicha textura está definida por fenocristales milimétricos redondeados de cuarzo incoloro, y de plagioclasa de tonos blanco-amarillentos, ambos presentes en 10-25 % modal, como cristales de 0,5 a 4 mm diámetro, que se destacan en una pasta o mesostasia afanítica. Al microscopio, se distinguen los fenocristales de cuarzo y plagioclasa. El cuarzo forma cristales de idio- a alotriomorfos con bordes corroidos de hasta 5 mm de diámetro, y en ocasiones con inclusiones amarillas de fundidos goticulares. Estos fenocristales han desarrollado texturas que evidencian un desequilibrio cristal-fundido en el momento de la cristalización y/o procesos de reabsorción, como bordes de reacción subredondeados, golfos de corrosión, etc. La plagioclasa forma prismas de subidio- a alotriomorfos, aunque modalmente es menos abundante. Las plagioclasas están pseudomorfizadas a un fino agregado cuarzo-feldespático y sericita microcristalino. En las dacitas puede existir hornblenda como fenocristal y en las riolitas biotita accesoría, aunque generalmente en éstas no aparecen minerales ígneos ferromagnesianos. La mesostasia o matriz volcánica está formada por un agregado de micro a criptocrystalino, variablemente esferulítico y desvitrificado, así como también recrystalizado. Los minerales secundarios consisten en albita, sericita, clorita, pumpellita, paragonita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, que ha veces se localizan en planos de microfracturas y/o disolución.

3.1.12.5. Metavolcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos

Con el aumento de la deformación dúctil sin-metamórfica las volcanitas ácidas se transforman en rocas esquistosas cuarzo-feldespáticas, de grano fino a medio y tonos

blanquecinos, que se caracterizan por el desarrollo de una fábrica plano-linear Sp-Lp variablemente penetrativa. Durante la deformación dúctil, los agregados de minerales metamórficos crecen orientados paralelamente a la fábrica plano-linear, que en las rocas más deformadas es de tipo milonítico con estructura S-C. Como consecuencia, el cuarzo y los feldespatos del protolito forman porfiroclastos con colas asimétricas y han recristalizado dinámicamente dando lugar a un agregado de granos elongado. Los lepidoblastos de clorita son verdes, poco pleocroicos y definen junto a la mica blanca con su orientación los planos Sp. Los planos de foliación están también definidos por la orientación de agregados de esfena, ilmenita y opacos.

3.1.12.6. Metavolcanitas básicas y esquistos máficos

El protolito de estos esquistos fueron rocas volcánicas de composición andesítica o basáltico-andesítica, cuya minerología y texturas han sido traspuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático. Se trata de rocas formadas por un agregado granonematoblástico de grano fino, compuesto por actinolita, epidota, albita, clorita, pumpellita, mica blanca, prenhita y cuarzo, cuya orientación mineral preferente define la fábrica plano-linear principal (Sp-Lp). Se destacan del agregado porfiroclastos de mayor tamaño de anfíbol hornblenda y menos abundantes de plagioclasa, muy posiblemente heredados relictos del protolito.

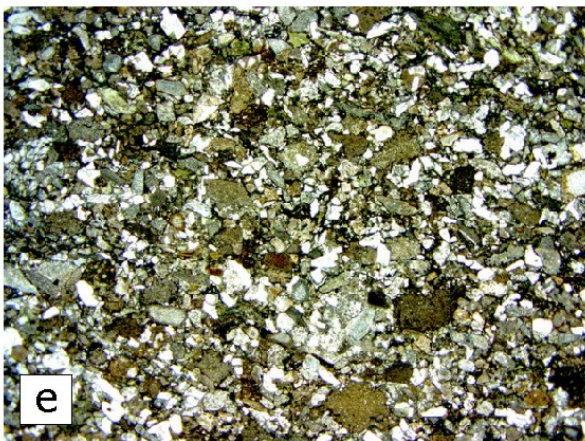
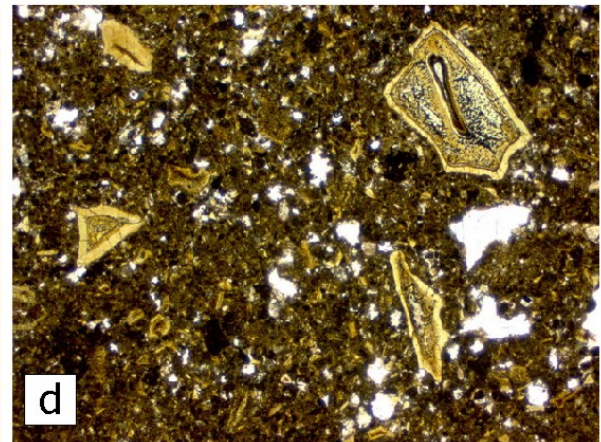
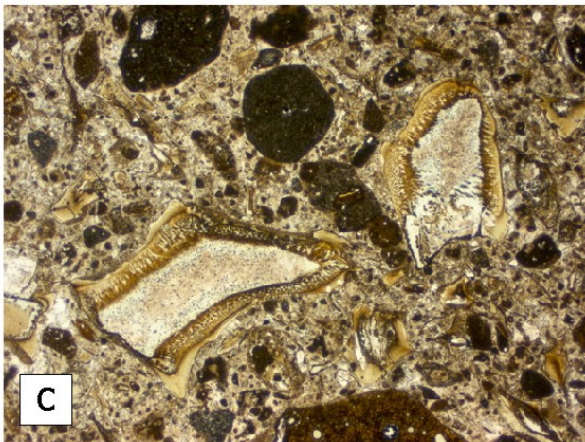
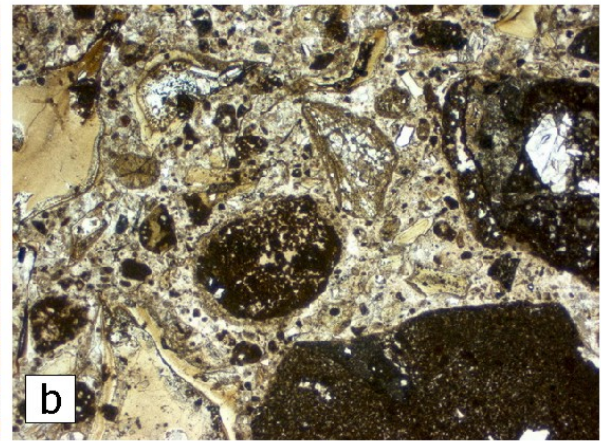
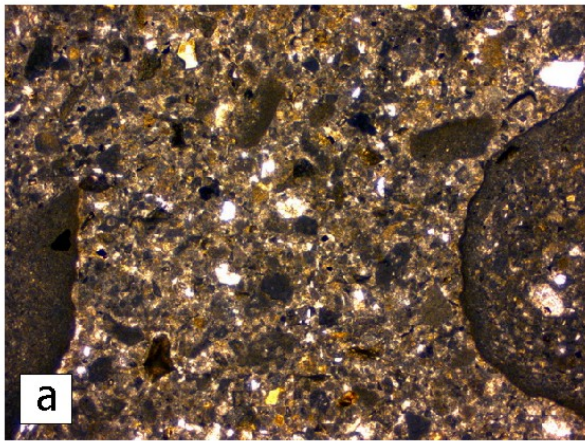
La fábrica Sp-Lp fue generada por una deformación dúctil, variablemente no-coaxial, sin-metamórfica en la que crecieron estables minerales propios de la facies de los subesquistos verdes a esquistos verdes de baja-T. El anfíbol metamórfico es de composición actinolita-tremolita, incoloro a débilmente pleocroico a verde, y forma microprismas orientados paralelamente a la Lp, así como reemplaza en grietas y sombras de presión a la hornblenda ígnea, a menudo formando agregados aciculares elongados y en rosetas. Los porfiroclastos de plagioclasa, de subidio- a alotriomorfos, desarrollan sombras de presión asimétricas rellenas de mica blanca y clorita, transformados a epidota, sericita y albita. La epidota forma agregados de pequeños granos dispersos en la matriz y formando agrupaciones elongadas paralelamente a la Sp. Las micas forman pequeños lepidoblastos de clorita y moscovita definiendo la Sp mediante su orientación lepidoblástica. En las rocas más deformadas, definen una fábrica compuesta por dos familias de planos oblicuos un ángulo pequeño, de tipo S-C milonítica. La albita forma porfiroblastos elongados paralelamente a la Sp. El cuarzo forma agregados policristalinos lenticulares de tipo *ribbon* y pequeños granos aplastados paralelamente a la Sp.

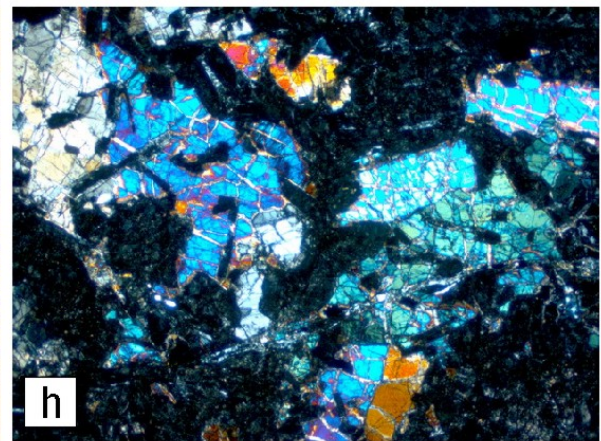
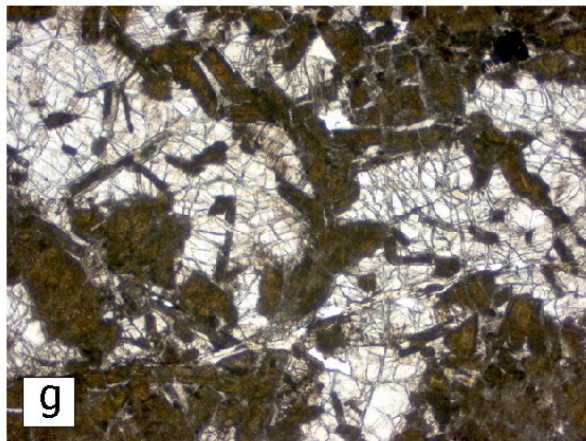
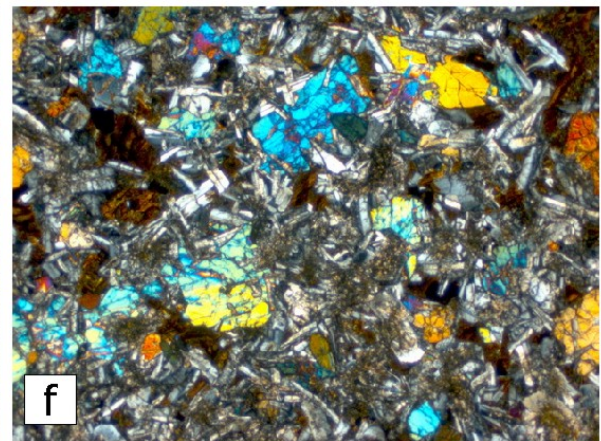
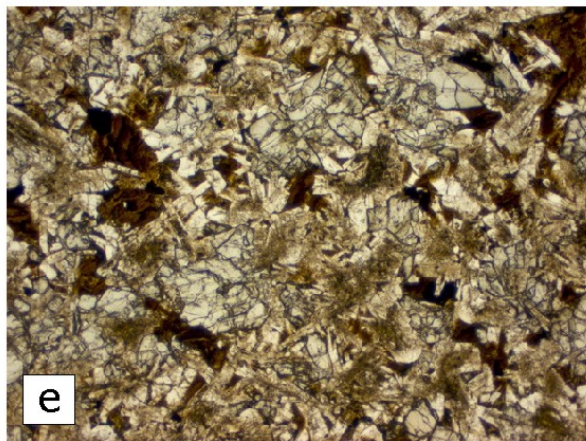
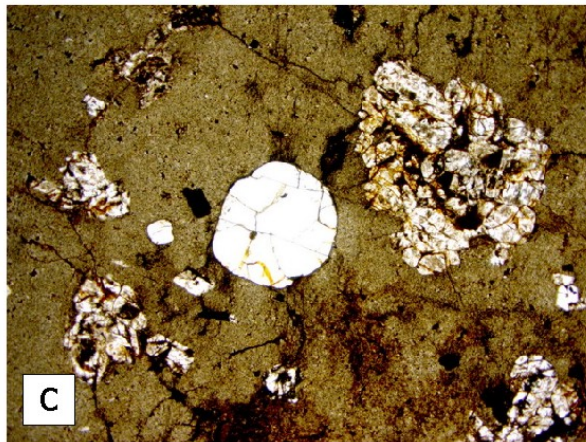
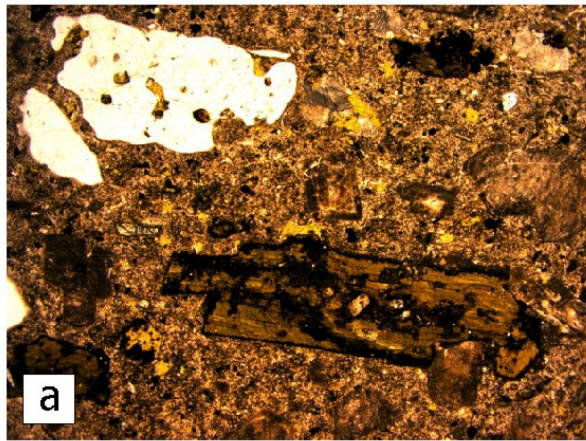
3.1.12.7. Gabros y ferrogabros con olivino y piroxeno de grano fino

Se trata de rocas gabríticas o microgabríticas, de color gris pardo-verdosos, grano fino-medio a fino e isótropas. Presentan una composición modal compuesta por plagioclasa, 50-55%; clinopiroxeno (incluyendo pseudomorfos de anfíbol), 35-40%; olivino, <15%; ortopiroxeno, <5%; y opacos, 5-8%, clasificándose como gabros con clinopiroxeno y olivino. La facies muy ricas en magnetita/ilmenita constituyen ferrogabros. Al microscopio, la plagioclasa forma un entramado de prismas tabulares con zonado oscilatorio y contactos rectos frente a los ferromagnesianos. El clinopiroxeno es augita-salita que forma prismas y agregados entre las plagioclasas. El olivino aparece alotriomorfo y disperso. El anfíbol es hornblenda, pleocrítica verde pálida a verde marrón hacia los bordes, en microprismas y agregados producto de la pseudomorfización tardía del piroxeno. Los óxidos de Fe-Ti son granos de ilmenita-magnetita, frecuentemente esqueléticos, en algunas rocas abundantes. La alteración hidrotermal es estática y post-magmática y da lugar a la formación de agregados de actinolita, epidota albita, sericita, sericita/moscovita, clorita y opacos. En algunas rocas es propilítica y lleva asociada la formación de pirita.

Fig. 3.1.17. (página siguiente). (a) Tobas líticas heterogranulares, LN; (b) Tobas líticas-vítreas masivas de grano grueso con *crystal shards*, LN; (c) Tobas vítreas-líticas de grano medio, LN; (d) Tobas vítreas de grano medio heterogranulares, LP; (e) Tobas cristal-líticas de grano fino, LN; (f) Areniscas volcanoclásticas laminadas, LN; (g) Basaltos con clinopiroxeno y relictos de olivino porfídicos, LN; y (h) Id., LP.

Fig. 3.1.18. (a) Dacita porfídica con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y cuarzo con golfos de corrosión, LN; (b) Id., LP; (c) Riodacita porfídica con plagioclasa (birrefringencia anómala) y cuarzo, LN; (d) Id., LP; (e) Doleritas de grano medio-fino, LN; (f) Id., LP; (g) Gabros de grano medio, LN; y (h) Id., LP.





3.1.13 Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte

En los Basaltos de Pelona-Pico Duarte los principales tipos petrográficos muestreados son (Fig. 3.1.19): basaltos con olivino y augita afaníticos vesiculares (6073IIIMJ9033, 6073IIIMJ9034, 6073IIIMJ9044 y 6073IIIMJ9053), basaltos con ortopiroxeno y clinopiroxeno afaníticos vesiculares (6073IIJE9284, 6073IIJE9286A, 6073IIJE9286B y 6073IJE9870), basaltos con olivino y clinopiroxeno microporfídicos vesiculares (6073IIIMJ9022, 6073IIIMJ9026 y 6073IIIMJ9036), y metabasaltos a anfibolita de grano fino (6073IIIMJ9020) y doleritas con clinopiroxeno.

3.1.13.1 Basaltos con olivino y augita afanítico vesicular

Se trata de rocas volcánicas lávicas, de color gris-azulado, composición basáltica, y textura microporfídica o afanítica, de mesostasia microcristalina fluidal. Con alguna excepción, estas rocas no están afectadas ni por deformación esquistosa ni por metamorfismo regional dinamo-térmico, resultando masivas y compactas. Probablemente se trata de la facies basáltica más abundante. A la microescala, los fenocristales son de olivino alotriomorfo, clinopiroxeno y de escaso ortopiroxeno de idio a subidiomorfos. El olivino está generalmente reemplazado a agregados de serpentinita, epidota y clorita. El clinopiroxeno es rosa pleocrómico, de composición augita titanada y aparece zonado oscilatoriamente y maclado, formando en ocasiones agregados en sinneusis. El ortopiroxeno forma granos romboidales muy poco pleocroicos. Los ferromagnesianos forman también agregados de minerales (microenclaves) en los que el clinopiroxeno incluye poiquilíticamente a acumulados de olivino. Como accesorios aparece espinela, ilmenita, magnetita y opacos. La mesostasia consiste en un agregado muy fino microcristalino, de fábrica fluidal, compuesto por microfenoblastos de plagioclasa y microprismas de ferromagnesianos principalmente clinopiroxeno. La textura es en zonas subofítica, alojando las plagioclasas a los ferromagnesianos. La mesostasia está variablemente transformada y/o recristalizada a epidota, sericita-moscovita, clorita, pumpellitita y albita. Los basaltos están afectados por grietas discordantes y planos de fractura frágiles rellenos de epidota.

3.1.13.2 Basaltos con ortopiroxeno y clinopiroxeno afaníticos y vesiculares

Los basaltos con dos piroxenos forman flujos lávicos muy homogéneos, de color gris-azul oscuro. Son basaltos magnéticos, masivos y compactos, afíricos, que muy frecuentemente han desarrollado vacuolas (vesículas) milimétrico-centimétricas rellenas de cuarzo y/o calcita. Las vacuolas aparecen definiendo hiladas, tramos o un bandeado, definiendo una

estructura fluidal planar. Texturalmente son rocas hipocristalinas, de textura microporfídica a afírica, con mesostasia microcristalina subofítica poco o nada fluidal. En alguna muestra, la textura es ofítica, alojando las plagioclasas a los ferromagnesianos. Mineralógicamente están compuestas por ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y, en ocasiones, olivino como principales; con espinela, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. Los fenocristales idio- a subidiomorfos son de titano-augita, ortopiroxeno y plagioclasa. La augita forma agregados de prismas radiales xenocristalinos. La plagioclasa puede formar agregados de cristales de mayor tamaño tendentes a la sinneusis, que alojan piroxenos en los huecos. La matriz es afanítica micro y criptocristalina, estando compuesta por un entramado intersecetal a subofítico de pequeños prismas de plagioclasa, en zonas fluidal; y pequeños granos de piroxenos en los huecos del entramado. Los opacos son abundante magnetita/ilmenita intersticial. Como producto de la alteración secundaria se observa en la roca epidota, clorita, sericita, albita, pumpellita y otras zeolitas, así como localmente anfíboles secundarios de composición actinolita-tremolita. Las vacuolas son de tamaño milimétrico y están rellenas de cuarzo, zeolitas, epidota, clorita y sericita.

3.1.13.3 Basaltos con olivino y clinopiroxeno microporfídico vesicular

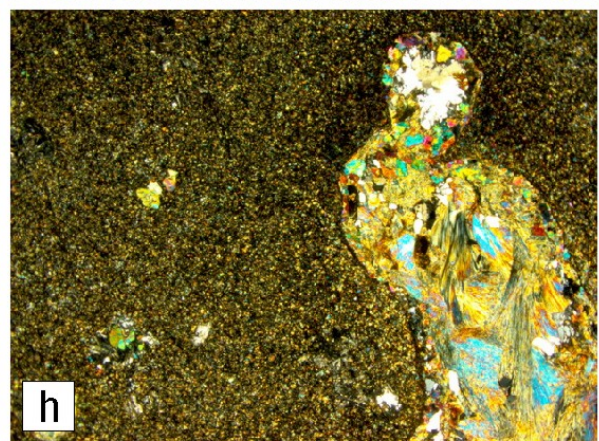
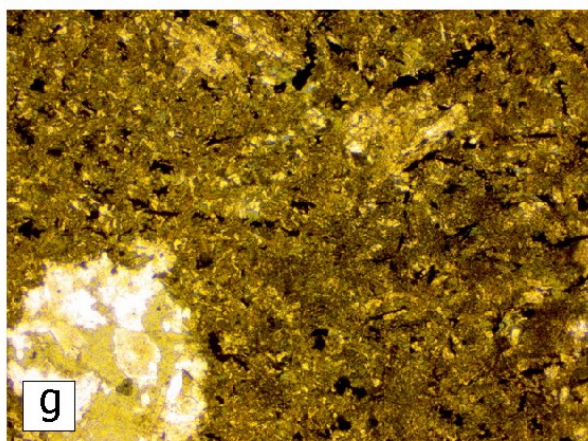
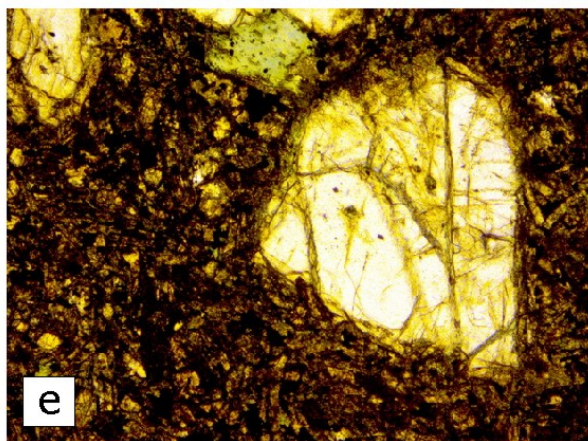
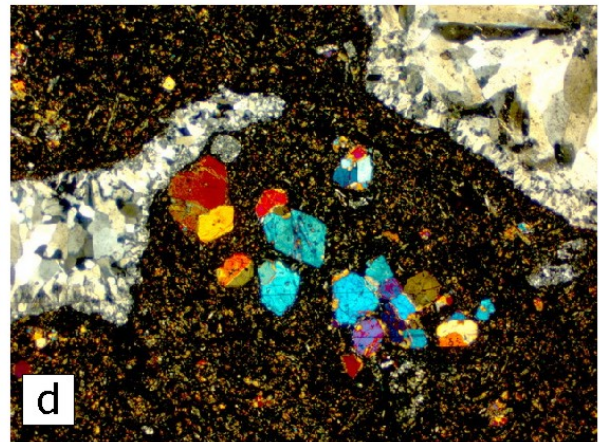
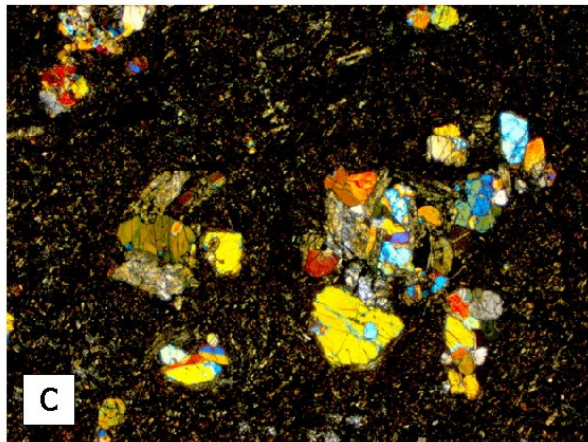
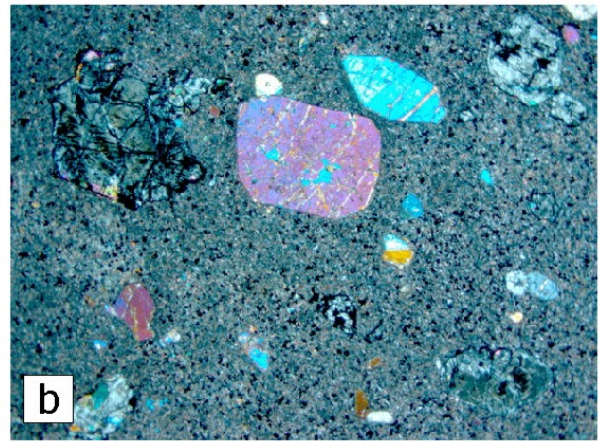
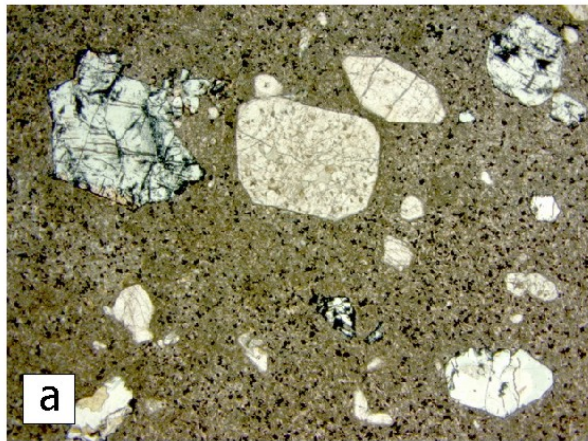
En algunos afloramientos los basaltos afaníticos alternan a la escala decimétrica con flujos microporfídicos y vesiculares/amigdalares. Se trata de flujos lávicos de color gris-verde oscuro, algo magnéticos, masivos, con las vesículas elongadas y rellenas de cuarzo, epidota, zeolitas y calcita. Texturalmente se caracterizan por una marcada textura microporfídica, definida por granos de clinopiroxeno y olivino submilimétricos, que aparecen tanto individualmente o como formando agregados en sinneusis. Los opacos son placas de magnetita relativamente abundantes. La mesostasia está algo reemplazada por agregados de sericita-illita, clorita, epidota y albita.

3.1.13.4 Diques de doleritas con clinopiroxeno

Las doleritas con clinopiroxeno son rocas volcánicas/subvolcánicas de textura isótropa intergranular, que presentan una variable alteración hidrotermal, especialmente desarrollada sobre los ferromagnesianos. Mineralógicamente están compuestas por augita y plagioclasa como componentes principales, con magnetita y opacos como accesorios. Al microscopio, están compuestas por un entramado de fenocristales entrecruzados de plagioclasa tabular, que se aloja el clinopiroxeno y olivino accesorio. Los prismas de plagioclasa son idio- a subidiomorfos, de zonado oscilatorio y sectorial, y forman agregados milimétricos radiales.

Aparecen variablemente reemplazadas a epidota, sericita, albita, pumpellita y clorita. El clinopiroxeno es una augita rosa algo pleocróica, que forma granos prismáticos subidiomorfos y microfenocristales dispersos entre las plagioclasas. Es reemplazada por un agregado pseudomórfico de clorita, epidota y sericita. La magnetita de la mesostasia está oxidada y reemplazada por opacos.

Fig. 3.1.19 (página siguiente). (a) Basaltos microporfídicos con olivino y titano-augita, LN; (b) Id., LP; (c) Basaltos micro-glomeroporfidicos con orto y clinopiroxeno, LP; (d) Id. Vesiculares o amigdalares, LP; (e) Detalle del fenocristal de clinopiroxeno, LN (f) Basaltos afíricos ricos en amigdalas (vesiculares) rellenas de zeolitas, calcita y cuarzo, LN; (g) Detalle de la microtextura subofítica tendente a fluidal y de la abundancia de magnetita (basaltos muy magnéticos), LN; y (h) Relleno de vesícula por pumpellita, cuarzo y calcita, zonado, LP.



3.2. Geoquímica

En el marco del Proyecto Sysmin II se han estudiado desde un punto de vista geoquímico muestras representativas de las diferentes unidades tectonoestratigráfico-litogeoquímicas cartografiadas en la Hoja de Jarabacoa. A su vez, también fueron analizadas muestras de los batolitos gabroico-tonalíticos de Jumunuco, Buena Vista y El Río, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas. Otros tipos de rocas plutónicas analizadas por su importancia han sido la serie intrusiva de Gabros de Los Velazquitos y los cuerpos de diques/sills de gabros y doleritas intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe, la cual es también descrita brevemente en el presente Informe.

3.2.1 Peridotita de Loma Caribe

Gran parte de los cuerpos ultramáficos que constituyen la Peridotita de Loma Caribe están constituidos por harzburgitas, harburgitas ricas en clinopiroxeno y pequeñas cantidades de dunitas y lherzolitas. La clasificación geoquímica de las peridotitas puede ser realizada en base a la concentración de REE, la composición químico-mineral del olivino definida por su contenido en Forsterita, o $X_{Fo} = [Mg/(Mg+Fe)]$, y al contenido en Cr# presenten la espinela, donde $Cr\# = [100Cr/(Cr + Al)]$. En este apartado se incluye la descripción e interpretación geoquímica de las peridotitas de Loma Caribe de Lewis et al. (2006, 2008), así como datos propios inéditos de su química mineral.

Según Lewis et al. (2008), el contenido en Cr# de las espinelas de la Peridotita de Loma Caribe varía entre 0,20 (lherzolitas) y 0,88 (dunitas), indicando la presencia de peridotitas con muy diferentes historias de fusión. En base a la composición de la Cr-espinela, las peridotitas mantélicas de Loma Caribe pueden ser divididas en 3 grupos: (1) Peridotitas del grupo I, que contienen espinelas con bajos Cr# < 0,30 y X_{Fo} (promedio de Fo₉₀); (2) Peridotitas del grupo II, con espinelas con intermedios Cr# (0,30-0,65) y X_{Fo} (promedio de Fo₉₁); y (3) Peridotitas del grupo III, que incluyen espinelas con alto Cr# (0,65-0,87) y X_{Fo} (promedio de Fo₉₃). Estas peridotitas se concentran en los sectores estructuralmente más altos de la PLC, como Loma Taina, Loma Peguera y Loma Cumpié en el área de Bonao.

Las peridotitas del grupo I poseen una composición típica de las peridotitas abisales, mientras que los altos contenidos en Cr en la espinela y de Fo en el olivino de las peridotitas del grupo III sugieren que se trata de un manto residual muy empobrecido. Su composición es muy similar a la de las harzburgitas y dunitas de regiones de antearco de zonas de subducción, como las peridotitas de antearco de Izu-Bonin-Mariana. Las peridotitas del

grupo II poseen una composición intermedia entre las peridotitas abisales y las peridotitas de zonas de suprasubducción. Las peridotitas del grupo I están enriquecidas en MREE y HREE respecto a las peridotitas de los grupos II y III. El patrón de REE posee bajas relaciones de LREE/MREE y MREE/HREE. Por otro lado, el patrón de REE de las peridotitas de los grupos II y III presenta contenidos homogéneos en HREE y se caracteriza por segmentos planos de LREE y fuertemente fraccionados de HREE. Estos patrones son similares a los de peridotitas empobrecidas, como las peridotitas de Mayarí-Baracoa de Cuba oriental y del antearco de Izu-Bonin-Mariana.

Las peridotitas de Loma Caribe representan un manto suboceánico heterogéneo, el cual presenta composiciones minerales y de roca total características de secciones mantélicas de tanto cuenca oceánica como de zona de suprasubducción, y que puede ser interpretado como dorsal meso-oceánica residual (litosfera oceánica proto-Caribeña de edad Jurásica-Cretácica) acrecionada a la litosfera mantélica del antearco bajo al arco isla Caribeño, similar a las peridotitas del antearco del arco de South Sandwich. Adicionalmente, este manto oceánico fue probablemente afectado por la pluma mantélica que dio lugar a las picritas y basaltos magnesianos del Complejo Duarte. Posibles restitas de los basaltos de la meseta oceánica Caribeña son las peridotitas que contienen Cr-espinelas $Cr\# \sim 0,8$, similares a las dunitas de Loma Peguera y Loma Taina.

3.2.2 Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja

Las rocas ígneas de la asociación volcano-plutónica oceánica de Loma La Monja son máficas, con un contenido en SiO_2 casi invariable entre 53% y 49,9 wt%. Sus principales características geoquímicas están recogidas en las Figs. 3 y 4. En el diagrama Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976) todas ellas son toleitas ricas en Fe. Algunos basaltos están enriquecidos en Fe ($FeO_T > 14$ wt%), Ti y V, y empobrecidos en MgO (6,3-5,9 wt%), clasificándose como ferrobasaltos. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) son subalcalinas, lo cual es compatible con su composición mineralógica. En el conjunto de las rocas, el Cr y Ni descienden con el MgO, mientras que el Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Th, Nb, REE e Y aumentan. En los diagramas de Word (1980) caen en los campos de los tipos basálticos N-MORB y E-MORB, y las relaciones V-Ti son próximas a la condritica.

En base al contenido en TiO₂, el patrón de REE-extendido normalizado respecto al manto primitivo y las relaciones de elementos traza incompatibles, se distinguen tres grupos composicionales en la asociación, aunque probablemente existe un continuo composicional:

grupo I, basaltos toleíticos empobrecidos en LREE; grupo II, basaltos, doleritas y gabros toleíticos con REE planas; y basaltos y ferrobasaltos toleíticos con un ligero enriquecimiento relativo en LREE.

Grupo I. Los basaltos muestreados del grupo I son lavas almohadilladas, las cuales constituyen las composiciones más fraccionadas de todas las muestras ($Mg\#=45-44$; con $Mg\#=100 \text{ mol MgO}/[\text{mol MgO}+\text{mol FeO}_T]$). El contenido en TiO_2 es $\sim 1.2 \text{ wt\%}$, Zr y Nb son alrededor de 50 ppm y 3 ppm a un 6 wt% MgO, respectivamente. El contenido en Cr (45-30 ppm) y Ni (75-55 ppm) son inferiores que en las rocas de los grupos II y III (Tabla X). Los patrones extendidos de REE son similares a los basaltos N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Perfit et al., 1994) teniendo similares abundancias en HREE ($3-5 \times \text{PM}$; manto primitivo), un ligero empobrecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=0,9-1,2$), anomalía positiva en Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=2,1-2,2$), y HREE planas ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,7-0,8$).

Grupo II. Las muestras del grupo II son gabros magnesianos, microgabros, diques de doleritas y basaltos Fe-Ti masivos ($\text{FeO}_T > 14 \text{ wt\%}$). Estas rocas gradúan desde no fraccionadas a relativamente fraccionadas ($Mg\#=68-41$). Las rocas menos fraccionadas poseen contenidos en TiO_2 relativamente bajos que gradúan entre 0,7 y 1,0 wt%, pero los ferrobasaltos más evolucionados poseen elevados contenidos en TiO_2 (1,4-2,2 wt%). Concordantemente, contienen sobre 27-33 ppm Zr y 2 ppm Nb a 10 wt% MgO. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de contenidos, 650-60 ppm para Cr y 185-15 ppm para Ni. Los patrones de REE son similar en las muestras analizadas, y difieren de aquellos de los basaltos del grupo I por las mayores abundancias absolutas de HREE ($3-9 \times \text{PM}$) a el mismo $Mg\#$. Estas toleitas muestran patrones de REE con una distribución plana de LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=0,8-1,1$) y HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,7-0,95$), con una pequeña anomalía en Nb en algunas muestras ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0,9-2,5$). Las rocas más evolucionadas poseen anomalías ligeramente positivas de Hf y Ti y negativas de Y. Como las muestras del grupo I, las relaciones de elementos incompatibles (ej. $\text{Zr}/\text{Nb} > 14$ y $\text{La}/\text{Sm} < 1.5$) son características de basaltos MORB normales y transicionales (Sun y McDonough, 1989; Mahoney et al., 1993). El rango de $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ es de +6,9 a +8,3 ($t=160 \text{ Ma}$), que sugiere también una fuente mantélica dominada por manto empobrecido, similar a la de N-MORB, y lejos de influencias de la corteza continental.

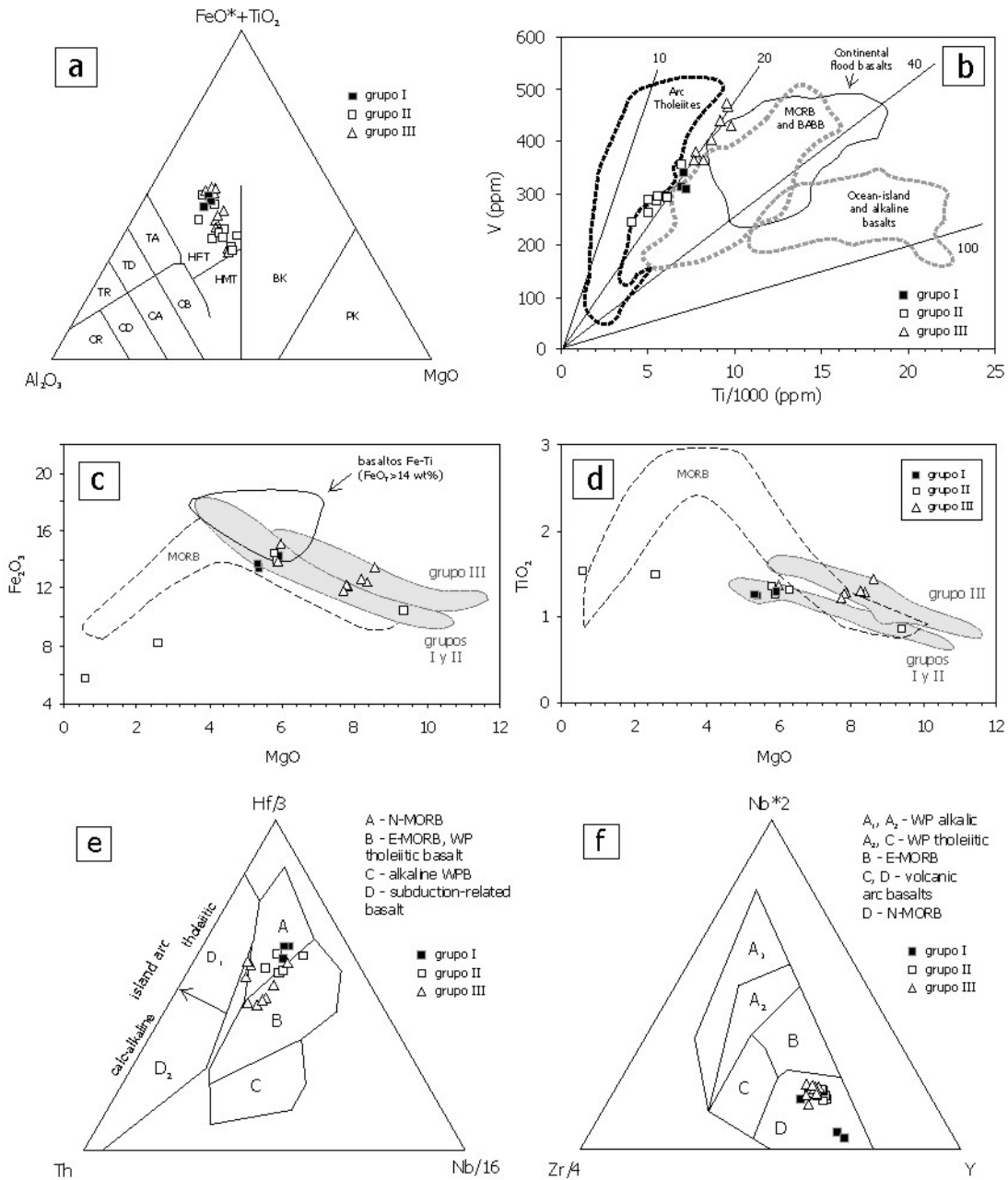
Grupo III. El grupo III está representado por flujos basálticos, lavas almohadilladas e hialoclastitas, gabros masivos isótopos y diques doleríticos, relativamente ricas en Ti y LREE. Las rocas muestreadas gradúan desde no fraccionadas a fraccionadas ($Mg\#=66-43$).

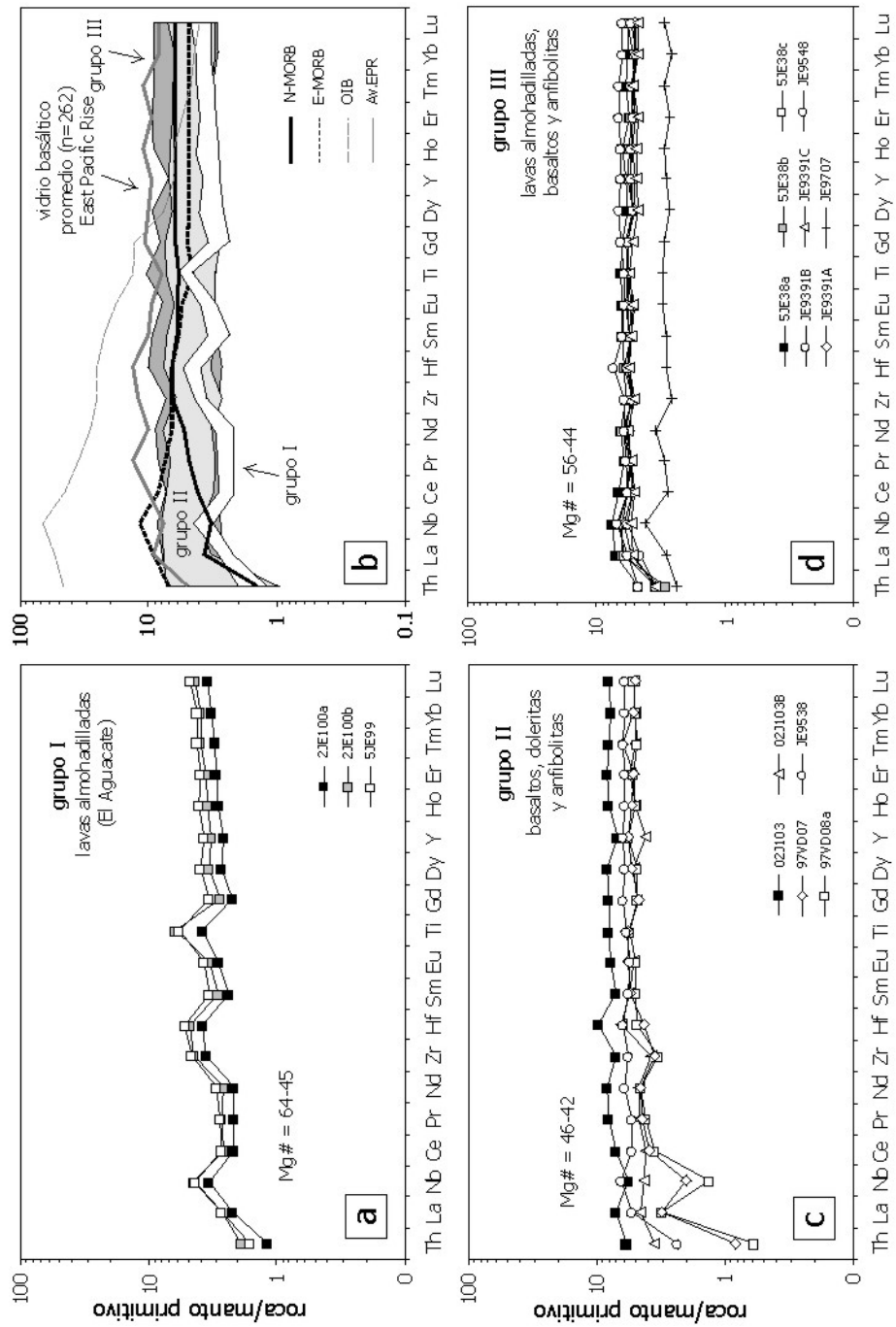
Generalmente, son ricas en TiO_2 (0,9-1,6 wt %) y Fe_2O_{3T} (13,5-15,5 wt%), y las muestras más fraccionadas son clasificables por lo tanto como basaltos ferro-titanados. Contienen 35 ppm Zr y 3 ppm Nb a 11.5 wt% MgO. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de valores, 580-55 ppm para Cr y 170-28 ppm para Ni, sugiriendo una extensiva cristalización fraccionada. En general, estas rocas tienen un mayor contenido en TiO_2 y abundancia en LREE que los grupos I y II para similar Mg#. Presentan un patrón ligeramente enriquecido en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,0-1,4$), anomalía positiva en Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=1,2-2,3$), y HREE planas ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=1,0-1,3$). Algunas muestras poseen una ligera anomalía negativa en Hf, Eu y Ti relacionada con la fraccionación de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Estas características, así como las relaciones de elementos incompatibles ($\text{Zr}/\text{Nb}<15$ y $\text{La}/\text{Sm}>1,5$) son características de MORB enriquecidos (Sun y McDonough, 1989; Mahoney et al., 2002). En los basaltos y diques doleríticos (ϵ_{Nd}_i) gradúa entre +6,9 y +7,4, implicando una fuente mantélica dominada por un manto empobrecido (Escuder Viruete et al., 2008).

En resumen, los datos petrológicos y geoquímicos de la Asociación indican la presencia de una relativa gran variedad composicional de rocas ígneas, las cuales constituyen los productos de la cristalización de magmas de tipo MORB siguiendo una típica fraccionación toleítica a baja P, graduando de N- a E-MORB. Por lo tanto, estas rocas fueron formadas en una zona de dorsal oceánica variablemente influenciada por una pluma mantélica. Como consecuencia, la asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja y sus equivalentes metamórficos representan un fragmento desmembrado de la corteza oceánica proto-Caribbeña.

Fig. 3.2.1. Características geoquímicas de la asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja. (a) Diagrama de Jensen (1974); (b) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); (c) y (d) Diagramas de Fe_2O_3 y TiO_2 frente al MgO, mostrando los campos composicionales de los diversos grupos composicionales en la LMA (Escuder Viruete et al., 2008), los ferrobasaltos y MORB (Hawkins, 1995); (e) y (f) Diagramas de Wood (1980). Ver explicación en el texto.

Fig. 3.2.2. (a) a (d) Diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de los diversos grupos geoquímicos de la LMA definidos en el texto. Ver explicación en el texto. En (b) los patrones de N-MORB, E-MORB y OIB proceden de Sun y McDonough (1989), y se incluye un promedio de los vidrios basálticos de la East Pacific Ridge (n=262; Su y Langmuir, 2003) como comparación.





3.2.4 Complejo Duarte

Las características geoquímicas de las rocas volcánicas del Complejo Duarte están recogidas en las Figs. 8, 9, 10 y 11. Composicionalmente gradúan entre picritas, con incluso >25 wt% MgO, basaltos ricos en Mg y basaltos. En base a los valores Nb/Y-Zr/TiO₂, las muestras de la unidad inferior y superior se clasifican como subalcalinas transicionales y alcalinas, respectivamente. En diagramas de Harker (Escuder Viruete, 2004), con el descenso en MgO, hay un aumento en SiO₂, Fe₂O_{3T}, álcalis y TiO₂; y un descenso en Cr y Ni. El Al₂O₃ y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo a unos 6-7 wt% MgO, decreciendo en los basaltos ya evolucionados. Estas tendencias son atribuidas a la fraccionación y/o acumulación de olivino, Cr-espínela, clinopiroxeno y plagioclasa, siendo los altos contenidos en MgO debidos a que se trata de cumulos de cristales. Todas las rocas muestran anomalías positiva en Nb-Ta y negativa en Th en un diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial, con un enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE-Y, característico de los basaltos de isla oceánica.

Sin embargo, en base al contenido en TiO₂ y las relaciones de elementos traza e isotópicas, se identifican cuatro tipos geoquímicos (Escuder Viruete *et al.*, 2007a): basaltos ricos en Mg y pobres en Ti (tipo Ia); picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg (tipo Ib); picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE (tipo II); y basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III). En la litoestratigrafía del Complejo Duarte, los tipos Ia y Ib aparecen intercalados en los niveles más bajos de la unidad inferior, el tipo II forma la principal acumulación de lavas de la unidad inferior, y el tipo III aparece exclusivamente en la unidad superior.

Basaltos ricos en Mg y pobres en Ti (tipo Ia). Este grupo está representado por los flujos máficos y brechas autoclásticas de la base del complejo. En la Fig. 8a presentan composiciones similares a las komatiitas basálticas y están poco o nada fraccionadas (Mg#=71-54), con contenidos en TiO₂ entre 1,0 y 1,7 wt%. El patrón de REE extendido (Figs. 9 y 10) es muy similar a basaltos de isla oceánica actuales, para similares abundancias absolutas. Presentan LREE planas o ligeramente enriquecidas ([La/Nd]_N=0,98-1,5), ligera anomalía positiva en Nb, negativa en Zr, y empobrecimiento en HREE e Y ([Sm/Yb]_N=1,9-3,0; promedio 2,55). Los valores de (ε_{Nd})_t obtenidos son de +6,5 (t=120 Ma), sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

Picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg (tipo Ib). El grupo incluye los flujos máficos masivos y bandeados, cumulos y brechas autoclásticas de la unidad inferior. Tienen una

composición de komatiitas basálticas y no están fraccionadas ($Mg\#=76-71$), debido a su carácter acumulado. Los diagramas extendidos de REE son semejantes entre muestras y difieren del tipo la por el mayor contenido en Ti (2,1-2,6 wt%) y de abundancia absoluta de REE a similar $Mg\#$. Presentan distribución plana o un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,0-1,26$), ligera anomalía positiva en Nb, negativa o positiva en Zr (y Hf), y empobrecimiento en HREE-Y ($[Sm/Yb]_N=2,8-3,1$). El $(\epsilon_{Nd})_i$ gradúa de +6,2 a +6,6, sugiriendo una fuente dominada por manto empobrecido.

Picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE (tipo II). El grupo está dominado por picritas, ferropicritas ($FeO_T > 15$ wt%) y ankaramitas, generalmente acumulados, y por intercalaciones de basaltos ricos en Mg en la unidad inferior. Su composición en elementos mayores gradúa entre komatiitas basálticas y Fe-toleititas, extendiéndose a composiciones más fraccionadas ($Mg\#=70-48$) que los tipos la y lb. El contenido en TiO_2 es intermedio (1,6-2,1 wt%), pero mayor que en el tipo la para un valor dado de MgO . Los diagramas de REE son subparalelos entre muestras y muestran un enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,2-1,4$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2,4-3,4$; promedio 3,0), con anomalías positiva en Nb y negativa en Th. Los valores de $(\epsilon_{Nd})_i = +6,2$ y $+6,3$ son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero el mayor contenido en TiO_2 y relación $[Sm/Yb]_N$ sugiere que fue más enriquecida que la del tipo la.

Basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III). El grupo incluye los basaltos medianamente alcalinos de la unidad superior. Se trata de toleititas ricas en Fe que evolucionan a las composiciones más fraccionadas ($Mg\#=61-17$). Con el enriquecimiento en TiO_2 (2,8-4,0 wt%) las lavas de tipo III están enriquecidas en Fe ($Fe_2O_{3T}=11,8-15,2$ wt%), resultando basaltos ferrotitanados. A similar $Mg\#$, estas rocas presentan mayor abundancia en LREE y HREE que el tipo II, caracterizándose por un fuerte enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,4-2,0$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=3,0-3,9$). Presentan variables anomalías positivas en Eu y Ti, relacionadas con la acumulación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. Estos patrones son típicos de basaltos alcalinos de isla oceánica. Los valores obtenidos de $(\epsilon_{Nd})_i$ de +5,07 y +5,17 son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero relativamente más enriquecida que la de los tipos I y II (o menor grado de fusión parcial).

En resumen, la diversidad composicional de elementos traza incompatibles e isótopos de Nd presente en las rocas del Complejo Duarte es consistente con fuentes mantélicas relacionadas con una pluma heterogénea. Los modelos de fusión del manto desarrollados por Escuder Viruete et al. (2007) sugieren que la fusión temprana extensiva (10-20%) de un

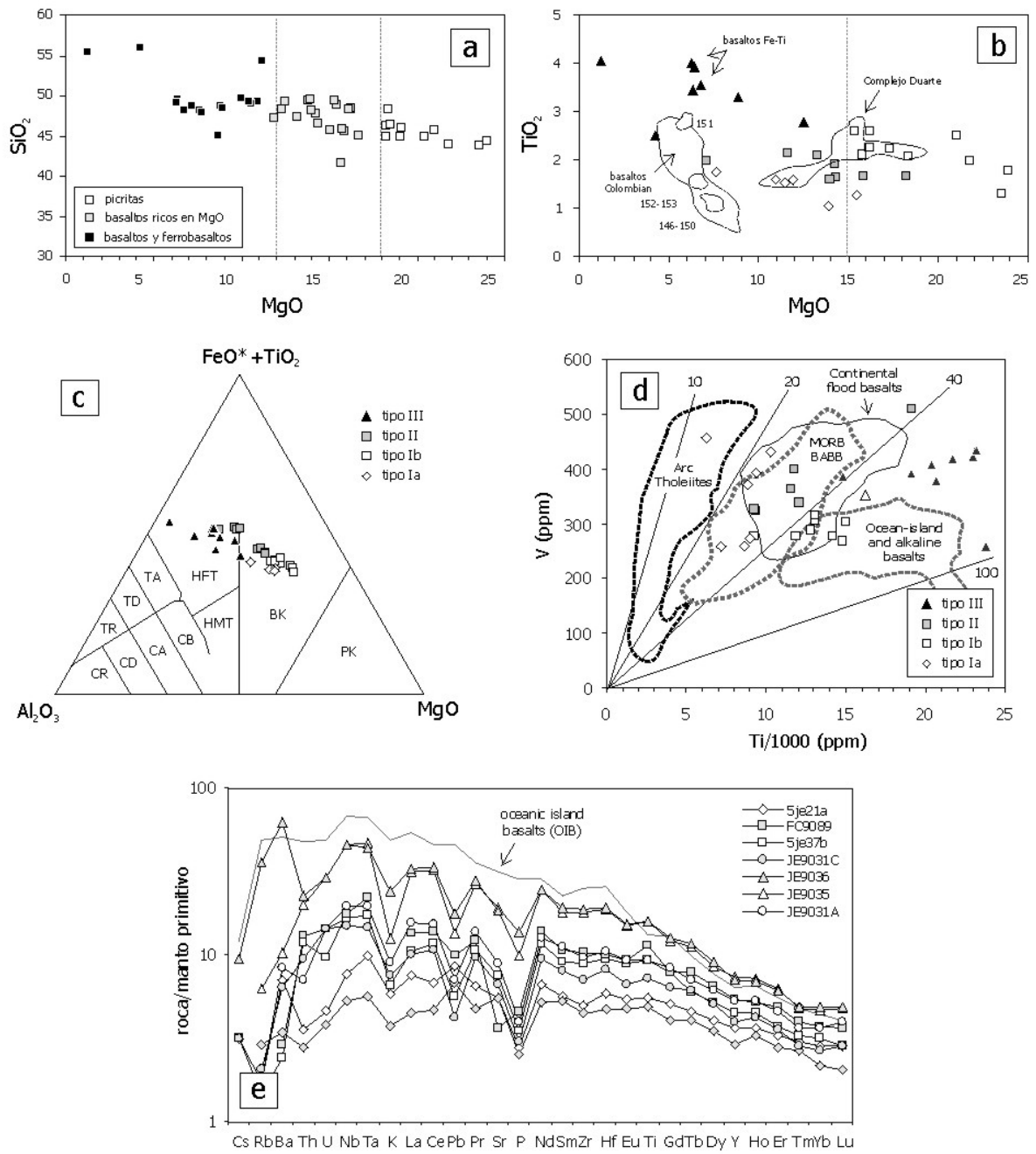
manto somero da lugar a la formación de los magmas relativamente emobrecidos de los grupos I y II, mientras que los magmas tardíos más enriquecidos del grupo III fueron producto de tasas bajas de fusión (<3%) de un manto profundo. Por lo tanto, las fuentes mantélicas fueron con el tiempo más enriquecidas y profundas. Las edades Cenomanenses obtenidas en las anfibolitas foliadas del Complejo Duarte demuestran una edad más antigua para el protolito, probablemente Albiense (>96 Ma). Por lo tanto, el Complejo Duarte representa una etapa de construcción de la meseta oceánica Caribeño-Colombiano durante el Cretácico Inferior. Sin embargo, como se observa en la Fig. 11, este evento es geoquímicamente distinto al del Cretácico Superior. Por otro lado, los diques doleríticos intrusivos sin-cinemáticamente en la zona de cizalla del Río Guanajuma, datada en $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma por Ar-Ar en Hbl (Escuder Viruete et al., 2007c), poseen unas similares características geoquímicas de pluma (Fig. 11), particularmente con los basaltos de la unidad superior. Por lo tanto, los últimos magmas de este evento podrían ser ligeramente más jóvenes.

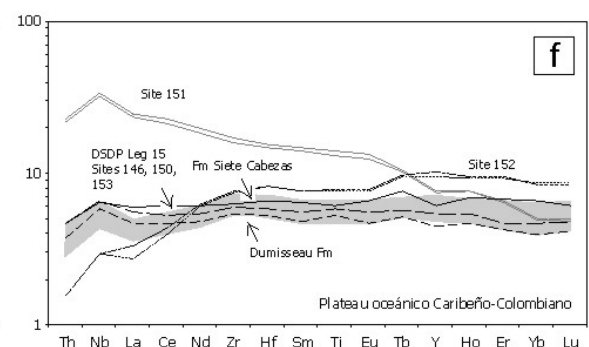
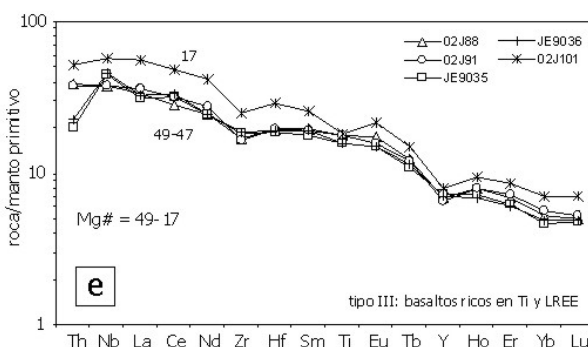
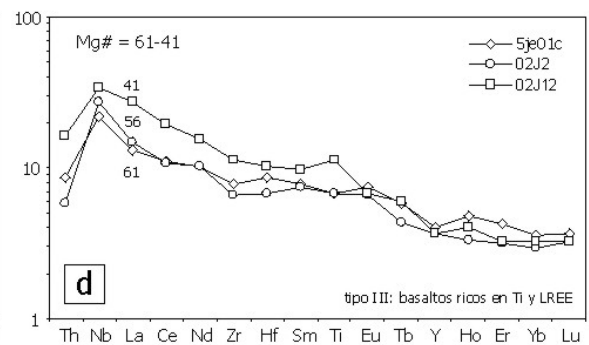
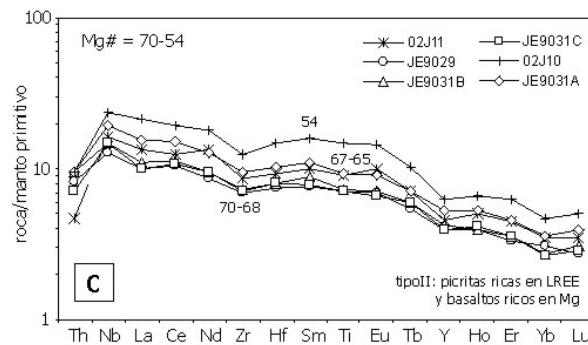
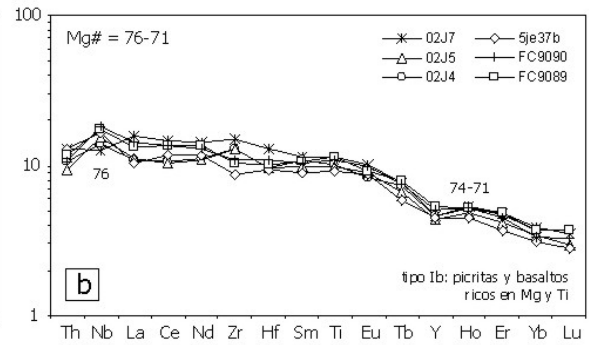
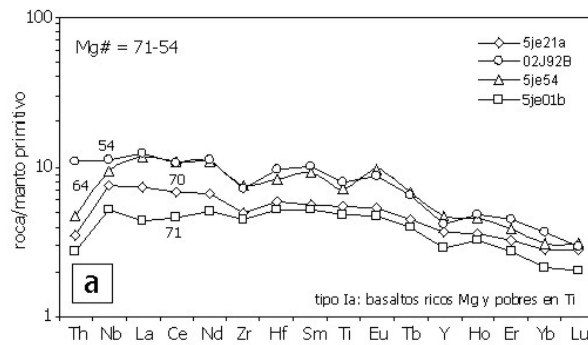
Fig. 3.2.5 (páginas siguientes). Características geoquímicas del Complejo Duarte. (a) y (b) Diagramas de SiO_2 y TiO_2 frente al MgO de las picritas, basaltos magnesianos y basaltos estudiados (Escuder Viruete et al., 2007), mostrando como comparación los campos composicionales de las muestras incluidas en Lapierre et al. (1997), los basaltos obtenidos en los Sites 146, 150, 151, 152 y 153 del DSDP Leg 15, y los basaltos Colombianos (Kerr et al., 1997a, 2002); (c) Diagrama de Jensen (1976); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); y (e) Diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

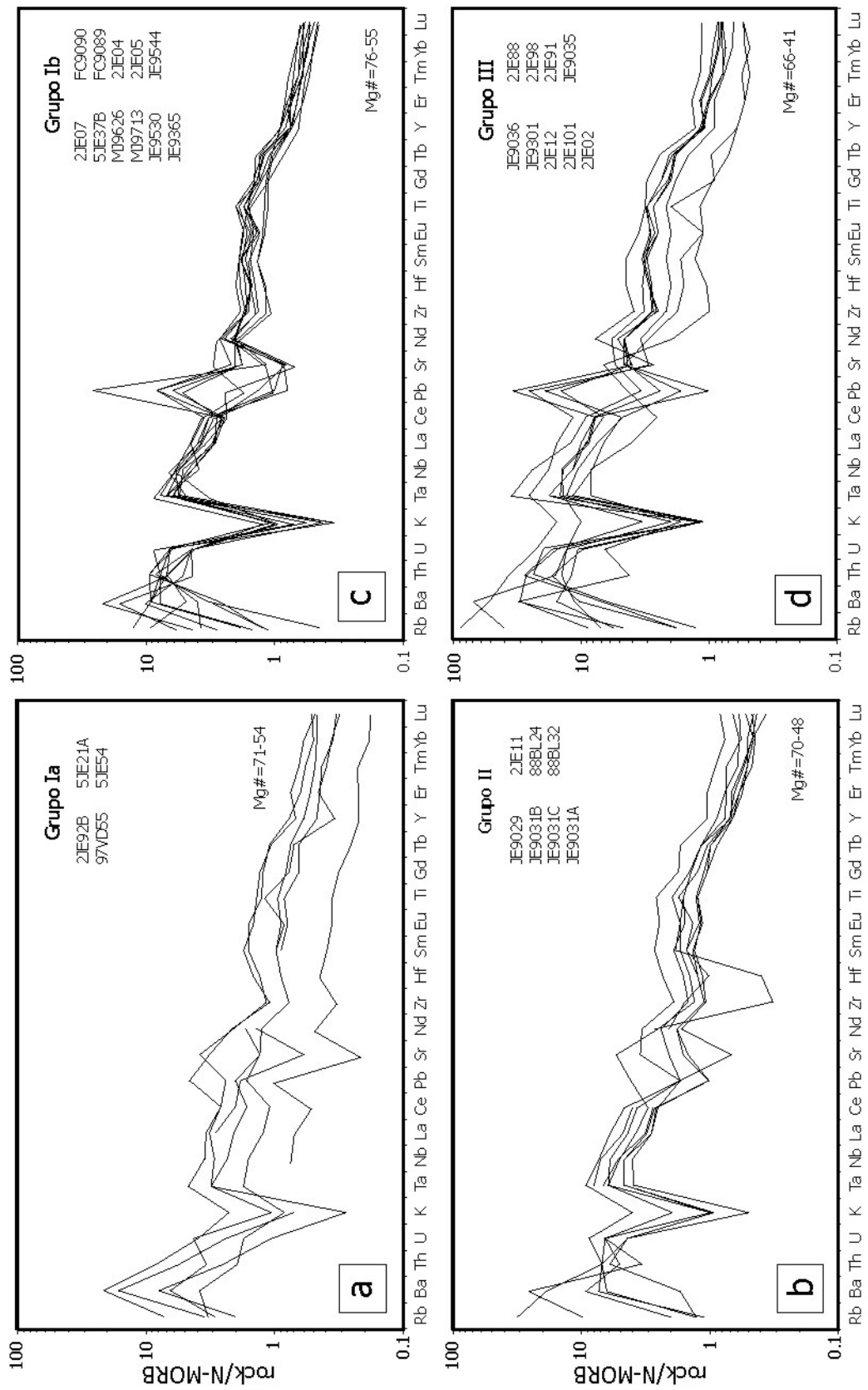
Fig. 3.2.6. (a) a (f) Diagramas de REE extendidos para los diversos grupos geoquímicos del Complejo Duarte definidos en el texto. En (f) se incluyen como comparación los campos composicionales de los basaltos de los Sites 146, 150, 151, 152 y 153 del DSDP Leg 15, y de la Meseta oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 1997a, 2002). Ver explicación en el texto.

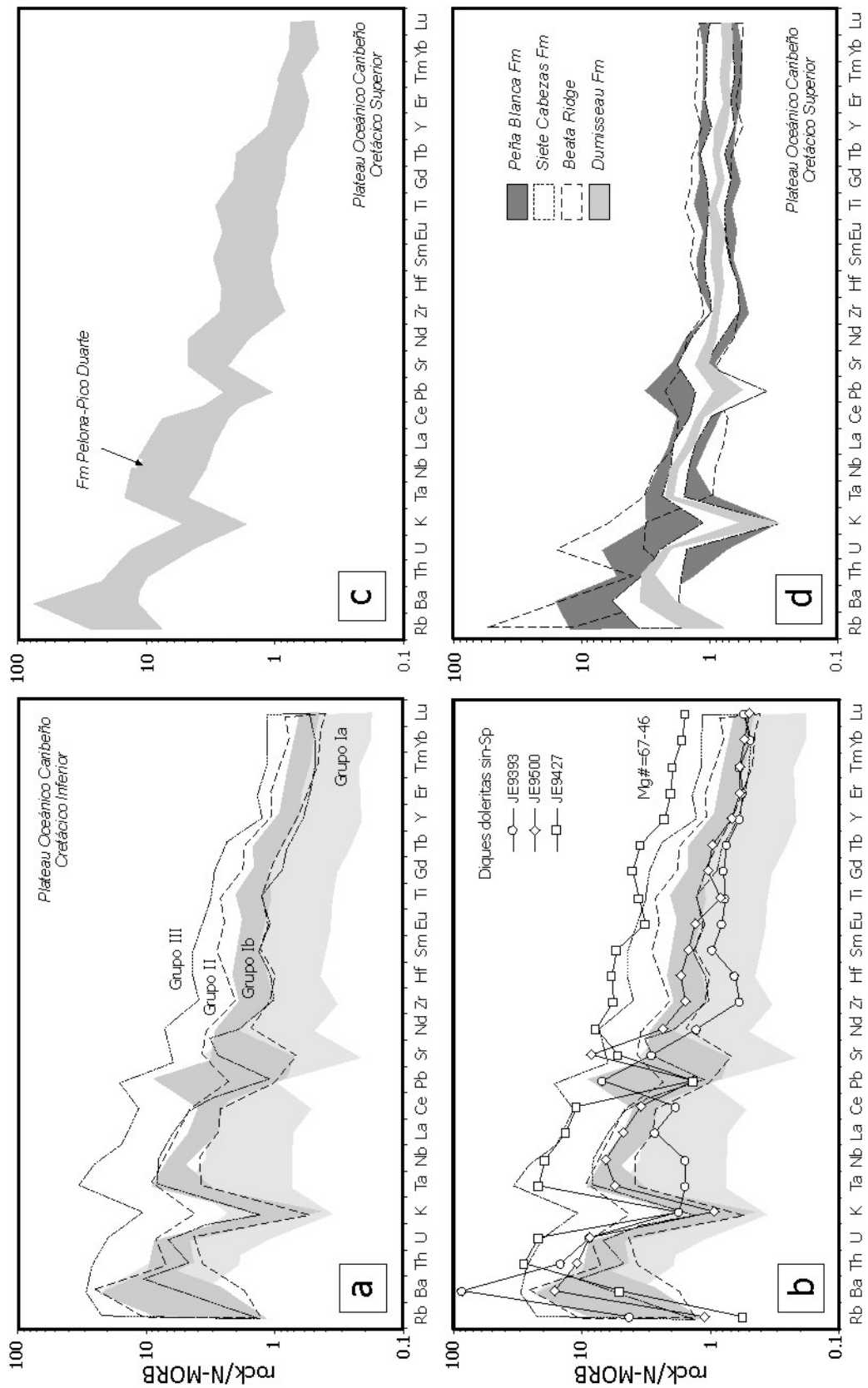
Fig. 3.2.7. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diferentes grupos geoquímicos del Complejo Duarte.

Fig. 3.2.8. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diferentes grupos geoquímicos del Complejo Duarte, de los diques doleríticos sin-esquistosos (sin-Sp) intrusivos en el complejo, y de las unidades de la Meseta Oceánico Caribeño del Cretácico Superior en La Española.









3.2.5 Magmatismo de arco. Grupo Tireo

La caracterización geoquímica de las rocas ígneas del Grupo Tireo está basada en muestras que mejor representan la composición de un fundido. Por ello, los flujos de basaltos masivos afíricos y los diques sin-volcánicos basálticos o doleríticos representan la mejor estimación de un líquido ya que no contienen comúnmente abundantes fenocristales. En las brechas volcánicas, los clastos centimétricos de basaltos y andesitas afíricas homogéneas se interpreta también representan la composición de un fundido. Las tobas monogenéticas vitreas y líticas de grano grueso fueron también analizadas con el fin de comparar su composición, seleccionándose después de su estudio petrográfico. Las doleritas y microgabros poseen un patrón de elementos traza muy similar al de las rocas volcánicas máficas, sugiriendo que los posibles minerales acumulados han preservado las abundancias relativas de elementos trazas características de los magmas de los cuales derivan. Los resultados geoquímicos del muestreo han sido representados en diagramas geoquímicos apropiados.

En la Fig. 12, las rocas ígneas del Grupo Tireo gradúan entre términos de basaltos ricos en Fe a andesitas, dacitas y riolitas toleíticas, con algunas composiciones de komatiitas basálticas (andesitas magnesianas) y de basaltos calco-alcalinos. Presentan contenidos pobres en K y, los términos más diferenciados, medios en K, para contenidos generalmente bajos en TiO_2 (<0,8 wt%), aunque los álcalis están probablemente movilizados por la alteración y el metamorfismo. En base a las relaciones de elementos inmóviles Nb/Y-Zr/ TiO_2 , las muestras del Grupo Tireo se clasifican globalmente como subalcalinas y, menos frecuentes, transicionales (basaltos ricos en Nb), graduando desde términos basáltico andesíticos a riolíticos. En el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 , las rocas máficas caen tanto en el campo toleítico como calco-alcalino, así como en los campos de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe (Arculus, 2001).

En el diagrama V-Ti caen en el campo de las toleitas de arco y en el de los basaltos calco-alcalinos, mostrando algunas rocas afinidad boninítica, con relaciones $\text{Ti}/\text{V} < 10$. En diagramas de Harker (Fig. 13), con el aumento en SiO_2 , desciende el Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 y CaO; y con el descenso en MgO también desciende el Fe_2O_3 , Ni y V. Estas tendencias son compatibles con la cristalización fraccionada de la plagioclasa, ferromagnesianos (olivino y clinopiroxeno) y óxidos de Fe-Ti. El aumento en las rocas menos fraccionadas de V y TiO_2 con el descenso en Mg# sugiere una afinidad toleítica, aunque en las muestras más fraccionadas el TiO_2 desciende con el Mg# que es más típico de la serie calco-alcalina. Algunas muestras poseen contenidos en MgO de hasta un 15

wt%, los cuales son debidos a que se trata de magmas producto de tanto la fusión de un manto empobrecido como de acumulados de cristales. En los diagramas de elementos traza normalizado respecto a N-MORB las muestras del Grupo Tireo en general muestran un variable enriquecimiento en Th y LREE respecto a elementos HFSE tales como Nb, Ta, Zr y Hf, así como las HREE; característicos de magmas relacionados con subducción.

Sin embargo, en base a los contenidos de elementos traza, en el Grupo Tireo se incluyen rocas ígneas de una gran diversidad composicional (Escuder Viruete *et al.*, 2007b, 2008), distinguiéndose los siguientes grupos geoquímicos de rocas máficas: basaltos y andesitas toleíticas y calco-alcalinas, andesitas y basaltos magnesianos pobres en Ti, basaltos y andesitas enriquecidos en Nb; y dos grupos de rocas ácidas: dacitas y riolitas calco-alcalinas, y dacitas y riolitas adakíticas. Rocas volcánicas contemporáneas relacionadas con la actividad del arco-isla Caribeño son los basaltos del Miembro Loma La Vega (Coniacense) de la Fm Las Guayabas de la Cordillera Oriental, las cuales son también incluidas en el estudio para su comparación.

3.2.5.1 Serie de basaltos-andesitas toleíticas y calco-alcalinas

Está representada por las intercalaciones de basaltos y brechas monogenéticas de la Fm Restauración del Grupo Tireo del bloque de Jarabacoa, y los basaltos de la Fm Las Guayabas de la Cordillera Oriental. Sin embargo, la gran acumulación de tobas vítreas-líticas basáltico andesíticas de la Fm Constanza del Grupo Tireo del bloque de Jicomé posee una diferente composición geoquímica. Este grupo no está representado en el sector de Bonaó. Como una serie, los basaltos y andesitas de esta serie definen una tendencia calco-alcalina de suave descenso en TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr y Ni con el incremento de la fraccionación como es monitorizada por el MgO (o TiO_2). El contenido en TiO_2 gradúa entre 0,5 and 1,1 wt.%, siendo similar a los basaltos de la Fm Las Guayabas. Los valores en la relación La/Yb permiten distinguir las rocas toleíticas (0,9-2,0) de las calco-alcalinas (3,2-8,4, con un valor de 18,3), siendo similares a los de los basaltos del Mb Loma La Vega (6,8-11,5) y las rocas volcánicas contemporáneas de la fase III en Puerto Rico Central y Nororiental (Jolly *et al.*, 1998, 2001).

En los diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB de las Fig. 14, 15 y 16, se muestra el patrón general de elementos traza de la serie junto con rocas representativas del Mb Loma La Vega y de la fase III de Puerto Rico. Todas estas rocas volcánicas máficas presentan un patrón típico de magmas relacionados con subducción

(Pearce and Parkinson, 1993; Woodhead et al., 1998): un enriquecimiento en los LILE (particularmente el Th) respecto a las LREE (ej. Ba/La=18-80), y ambos grupos están enriquecidos respecto a los HFSE (ej. Ba/Nb=37-460; La/Nb=2-8), dando lugar a las características anomalías de Nb-Ta ($Nb/Nb^*=0,2-0,7$). Los flujos masivos y diques sinvolcánicos toleíticos de la serie definen un patrón subhorizontal, próximo al seguido por N-MORB, aunque con anomalías negativas de Nb-Ta, HREE planas o ligeramente empobrecidas ($[La/Yb]_N=0,6-1,7$), y un variable enriquecimiento en los elementos movilizados durante la subducción tales como Th, Sr, Pb y LREE. Los basaltos del Mb Loma La Vega ($[La/Yb]_N=4,7-8,0$) presentan el moderado a fuerte enriquecimiento en LREE típico de las rocas calco-alcálicas del Grupo Tireo ($[La/Yb]_N=2,3-6,8$), aunque presentan un menor empobrecimiento en HREE, probablemente debido a una fuente mantélica menos empobrecida (o a un menor grado de fusión parcial). Jolly et al. (2001) describe un enriquecimiento en las LREE con el tiempo similar en las rocas volcánicas contemporáneas de Puerto Rico ($[La/Yb]_N=1,4-8,9$).

Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas de esta serie representan los magmas del arco-isla Caribeño Cretácico Superior, en el que la variación en el patrón de empobrecimiento o de enriquecimiento intra-arco puede registrar los procesos de fusión dinámica en la cuña de manto sub-arco (Pearce et al., 1995b). Siguiendo a Jolly et al. (2006), el cambio composicional de toleítico a calco-alcálico en las lavas emitidas refleja un incremento en la proporción de sedimentos pelágicos subducidos bajo el arco.

3.2.5.2 Andesitas magnesianas pobres en Ti

Los basaltos y andesitas magnesianas pobres en Ti están representadas por los flujos y tobas máficos, intercalados con las rocas volcánicas félsicas de la Fm Restauración en el Grupo Tireo del bloque de Jarabacoa (Escuder Viruete et al., 2007b, 2008). Estas rocas se caracterizan por contenidos anómalamente altos en MgO (14,9-4,8 wt.%), Cr (978-219 ppm) y Ni (186-20 ppm) para un rango en SiO₂ de basalto-andesita. El contenido en TiO₂ es bajo y gradúa entre 0,17 y 0,54 wt.%, siendo valor que en las rocas del grupo anterior para un valor dado de MgO. El patrón de elementos traza de estas rocas es similar al de las rocas toleíticas, teniendo un consistente enriquecimiento en LREE ($[La/Yb]_N=1,7-4,9$) y pequeñas anomalías en Nb-Ta, que pueden ser pronunciadas, pero las abundancias absolutas son menores (HREE 0,1-0,5×N-MORB) y las anomalías de Zr y Hf son mayores ($[Zr/Sm]_N=0,3-1,8$; promedio 0.78). Las muestras más primitivas pueden ser clasificadas como boninitas ricas en Ca, de acuerdo con la definición de Crawford et al. (1989), y las muestras más

evolucionadas exhiben características intermedias entre las series ricas y pobres en Ca. Sin embargo, la alteración y el metamorfismo pueden haber cambiado la composición de los elementos mayores. Los contenidos bajos en TiO_2 y HREE (particularmente Yb), y las anomalías negativas en Zr y Hf sugieren que la fuente de estas rocas fue más empobrecida que la del grupo de basaltos-andesitas toleíticas y calco-alcalinas. También, su composición rica en MgO indica altas temperaturas de fusión, una fuente mantélica relativamente empobrecida y un rápido tránsito de los magmas a través de la corteza que impida su diferenciación (Falloon y Danyushevsky, 2000; Yogodzinski et al., 2001).

3.2.5.3 Basaltos enriquecidos en Nb

Se trata de flujos basáltico-andesíticos identificados en la Fm Restauración, donde coexisten con dacitas ricas en Nb, Ti y, en ocasiones, en Mg relacionadas. Presentan contenidos altos en Nb (5-16 ppm), en comparación con los basaltos de arcos intraoceánicos ($\text{Nb} < 2$ ppm). El contenido en TiO_2 es medio y gradúa entre 0,7 y 1,35 wt.%, siendo mayor que en las rocas toleíticas y calco-alcalinas para un valor dado de MgO. Composicionalmente, estas rocas muestran un descenso en Fe_2O_{3T} , TiO_2 , CaO, álcalis, V, Cr y Ni; y un aumento en SiO_2 , Nb y Zr con el descenso en MgO, con valores muy similares a los basaltos ricos en Nb descritos por Defant y Drummond (1990), Maury *et al.* (1996) y Sajona *et al.* (1996). El patrón de elementos traza es similar al de las rocas máficas calco-alcalinas, pero presentan en ocasiones menores abundancias absolutas (HREE 3-5×MP), un menor enriquecimiento relativo en LREE, ausencia de una clara anomalía de Nb-Ta ($\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0,8-1,2$) y marcado empobrecimiento en HREE. Respecto a las variaciones Yb-MgO y patrón de REE se distinguen dos subtipos: I, con ligero enriquecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N = 1,8-2,2$) y empobrecimiento en HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N = 1,8-2,9$); y II, con mayor enriquecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N = 1,7-2,3$) y empobrecimiento en HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N = 2,4-4,1$). Estas características sugieren una fuente mantélica para el subtipo II más enriquecida que para el I. También, la fuente mantélica para los subtipos ricos en Nb fue más enriquecida que la de la serie toleítica y las andesitas magnesianas.

3.2.5.4 Rocas ácidas de la Formación Restauración: dacitas y riolitas

Las rocas ácidas del Grupo Tireo incluyen las rocas volcánicas de la Fm Restauración, los domos subvolcánicos relacionados y las intrusiones de diques de tonalitas con Hbl. Estas rocas pueden agruparse en dos tipos: dacitas-riolitas calco-alcalinas y adakititas (dacitas y riolitas ricas en Al). Las dacitas y riolitas definen junto a las andesitas magnesianas una serie

de rocas de arco pobre en Ti. Todas estas rocas ácidas fraccionadas ($Mg\# = 39-23$) son pobres en K_2O ($<0,7$ wt% en riolitas), TiO_2 (0,2-0,6 wt%), P_2O_5 ($<0,1$ wt%) y Zr, en relación a las típicas rocas ácidas calco-alcálicas. Presentan valores de $(La/Yb)_N$ de 2,8-6,5 y, en general, carecen del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE típico de las rocas ácidas calco-alcálicas, por lo que se interpreta poseen una afinidad transicional. No obstante, en el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 caen tanto en el campo calco-alcálico junto a las adakitas. Presentan patrones de REE ligeramente enriquecidos en LREE ($[La/Nd]_N = 1,7-2,1$), o empobrecidos en HREE e Y ($[Sm/Yb]_N = 1,3-3,2$), para abundancias absolutas bajas (HREE 3-5×MP). Poseen en ocasiones una ligera anomalía negativa en Nb ($Nb/Nb^* = 0,5-1,5$) y contenidos de TiO_2 entre 0,15 y 0,7 wt%.

Composicionalmente, las adakitas son dacitas y riolitas ricas en Al_2O_3 (12-18 wt%). Además, se distinguen por (Martin, 1999): (1) contenidos altos en La pero bajos en Yb, resultando unas REE extremadamente fraccionadas ($[La/Yb]_N = 11-32$); (2) contenidos relativamente altos en TiO_2 (0,3-0,9 wt%), Fe_2O_3 , MgO (0,4-5,3 wt%), Cr (116-308 ppm) y Ni (15-49 ppm); (3) pequeñas anomalías en Eu; y (4) generalmente anomalías negativas pronunciadas en Nb-Ta, Ti, Sc y V ($Nb/Nb^* = 0,2-0,7$). Los diques de tonalitas con Hbl intrusivos en el Grupo Tireo presentan un patrón de REE muy similar a las adakitas (Fig. 17), lo que sugiere que se trata de sus equivalentes intrusivos. De acuerdo con Drummond *et al.* (1996), Yogodzinski *et al.* (2001) y Rapp *et al.* (2003), las adakitas pueden representar fundidos de la lámina oceánica que subduce, dejando un residuo de anfibolitas con granate o de eclogitas con anfíbol. Las dacitas-riolitas no adakíticas son fundidos formados a baja P (<8 kbar) de rocas máficas en los niveles corticales bajos de un arco intraoceánico.

Consideradas en conjunto, la asociación espacial temporal de adakitas, andesitas magnesianas y basaltos ricos en Nb, colectivamente define un cambio en la composición de las lavas emitidas relacionadas con subducción en el arco-isla Caribeño (Escuder Viruete *et al.*, 2007 b). El cambio de vulcanismo tuvo lugar en el límite Turoniense-Coniacense (~ 89 Ma) y continuó en el Santoniense y Campaniense Inferior.

Fig. 3.2.9 (páginas siguientes). Características geoquímicas del Grupo Tireo. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO_2 , mostrando como comparación los campos composicionales de los grupos BABB, E-MORB y BPPD; (b, c, d y e) Covariation of SiO_2 con FeO^*/MgO y Al_2O_3 . En las figuras, las rocas del Grupo Tireo son comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO de SO Japón y O Aleutianas. También se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para el olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb), y plagioclasa (An_{80}), determinados para una composición andesítica magnesiana promedio. También se

muestran los campos de fusión anhidra por deshidratación e hidratada (fusión de KLB-1 a 1100°C y 1,0 GPa, Hirose, 1997), los fundidos experimentales (Rapp et al., 1999) de basaltos anfibolíticos (AB-1) a 3,2 y 3,8 GPa a 1100°C, y las venas de vidrio que representan fundidos de la lámina subducida (Schiano et al., 1995).

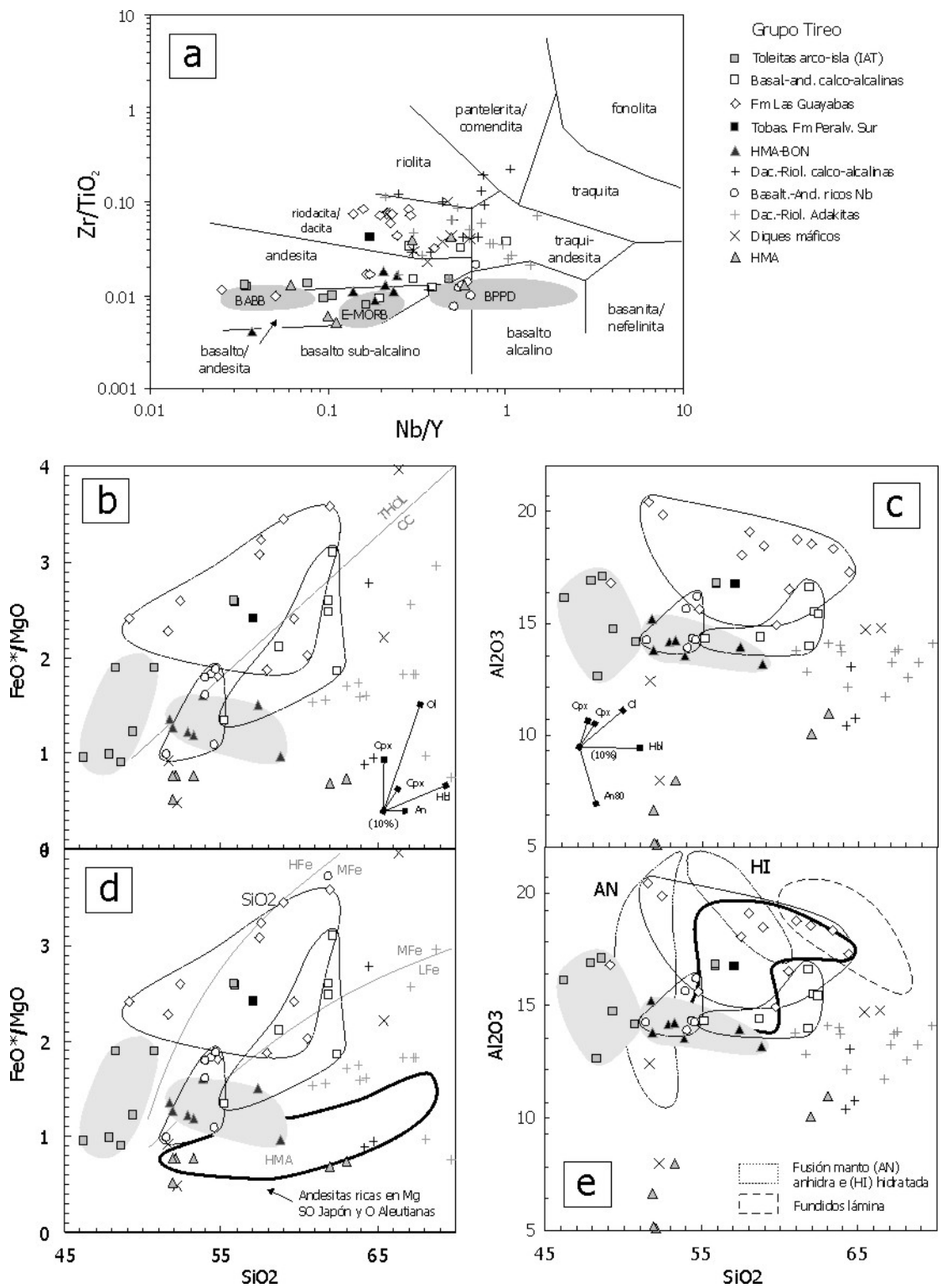
Fig. 3.2.10. Características geoquímicas del Grupo Tireo. (a, b, c y d) Diagramas de SiO_2 , TiO_2 , Nb y Fe_2O_3 frente al MgO, mostrando como comparación los campos composicionales de los grupos BABB, E-MORB y BPPD; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

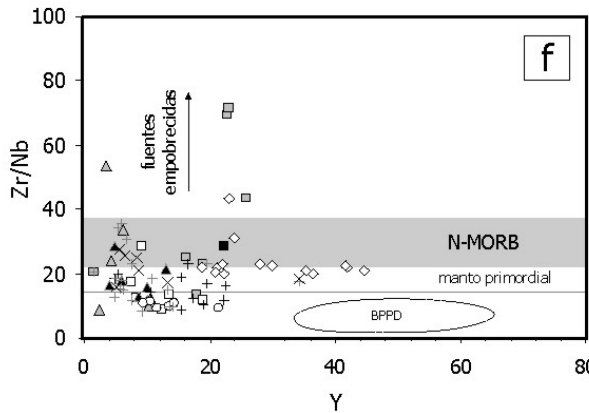
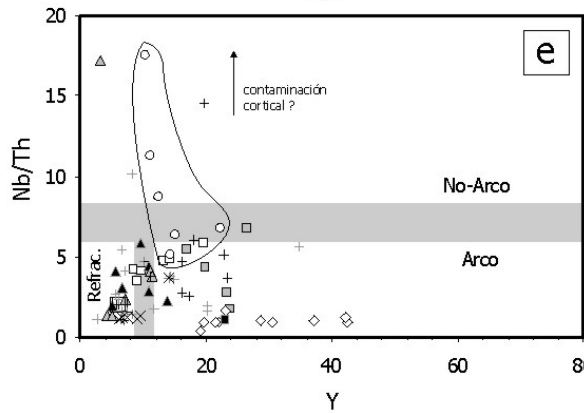
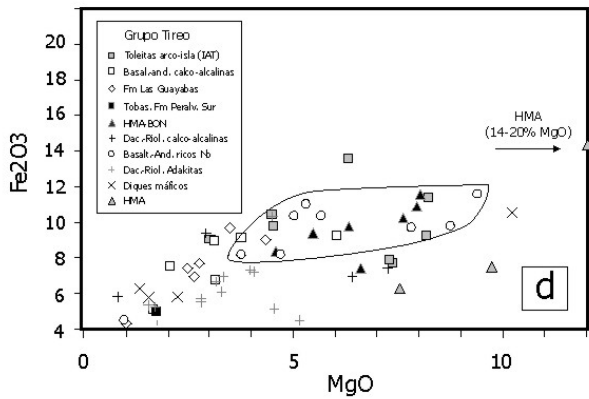
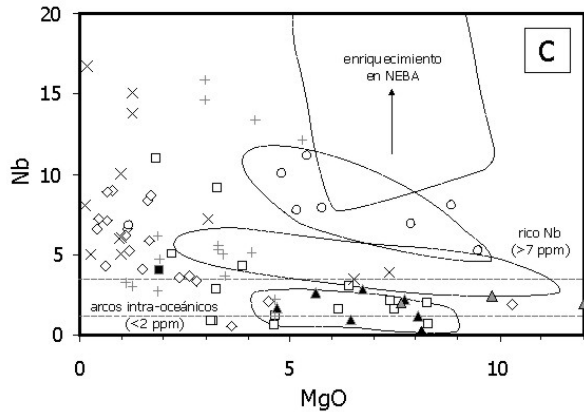
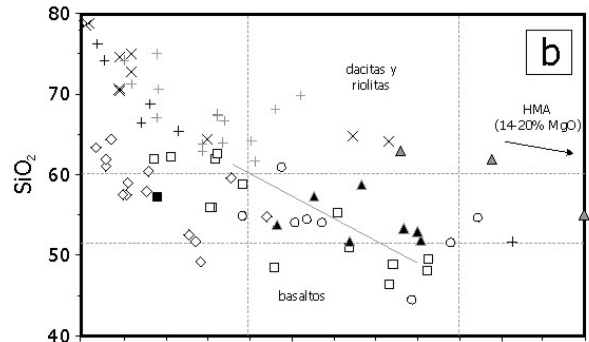
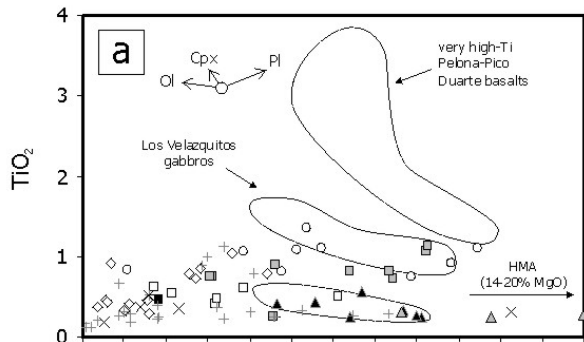
Fig. 3.2.11. (a, b y c) Diagramas de Jensen (1976); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); y (e) Diagrama para rocas adakititas.

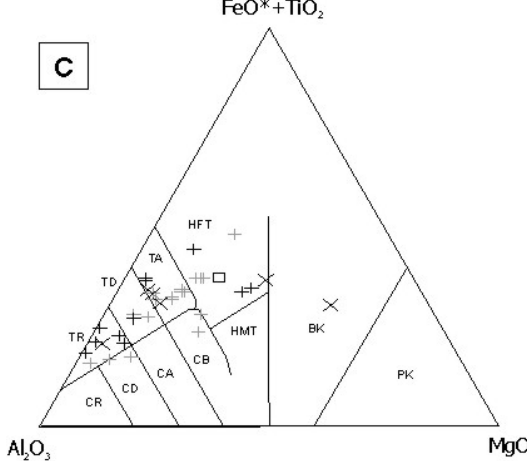
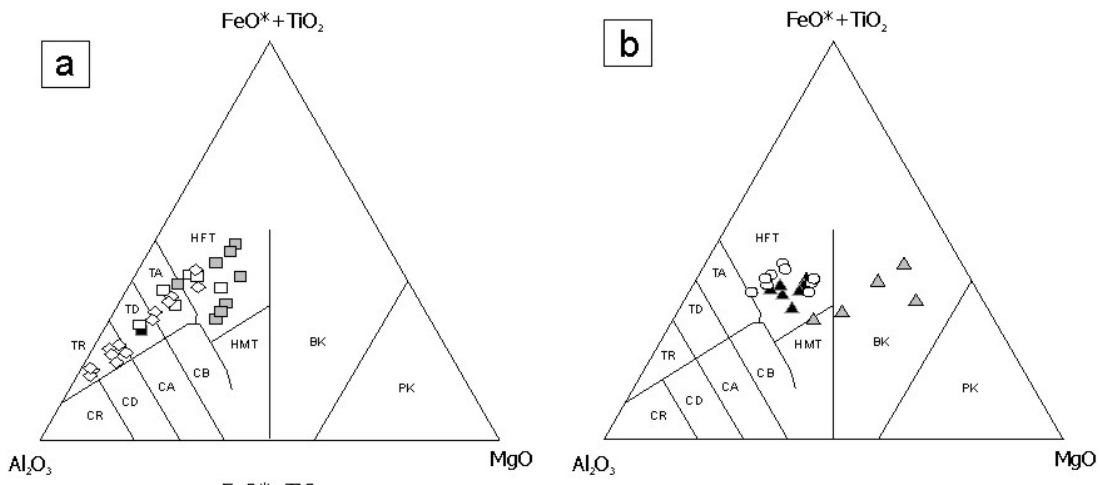
Fig. 3.2.12. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos del Grupo Tireo.

Fig. 3.2.13. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos del Grupo Tireo.

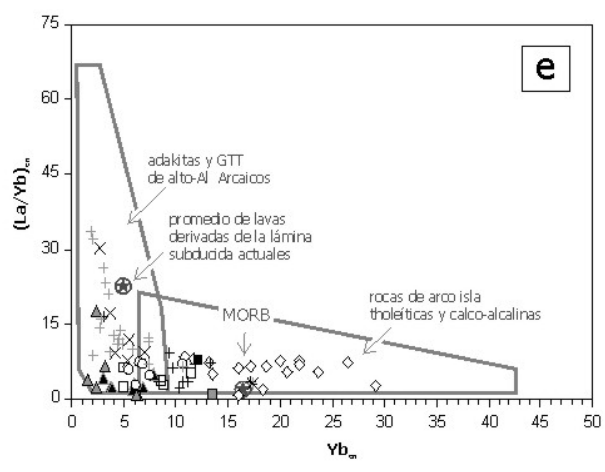
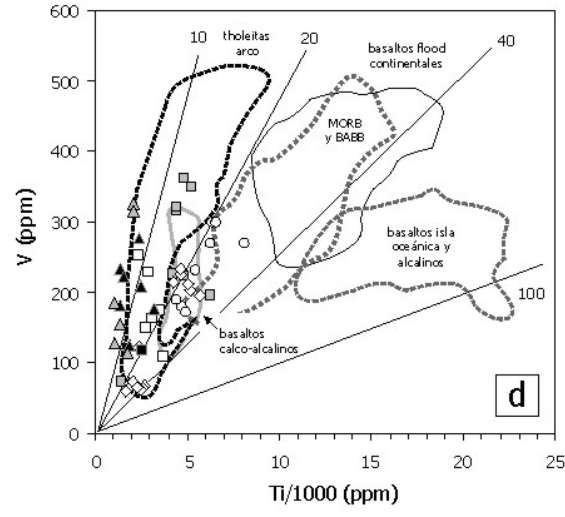
Fig. 3.2.14. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos de adakititas y tonalitas de los batolitos de afinidades adakíticas, comparadas con diferentes tipos genéticos de adakititas.

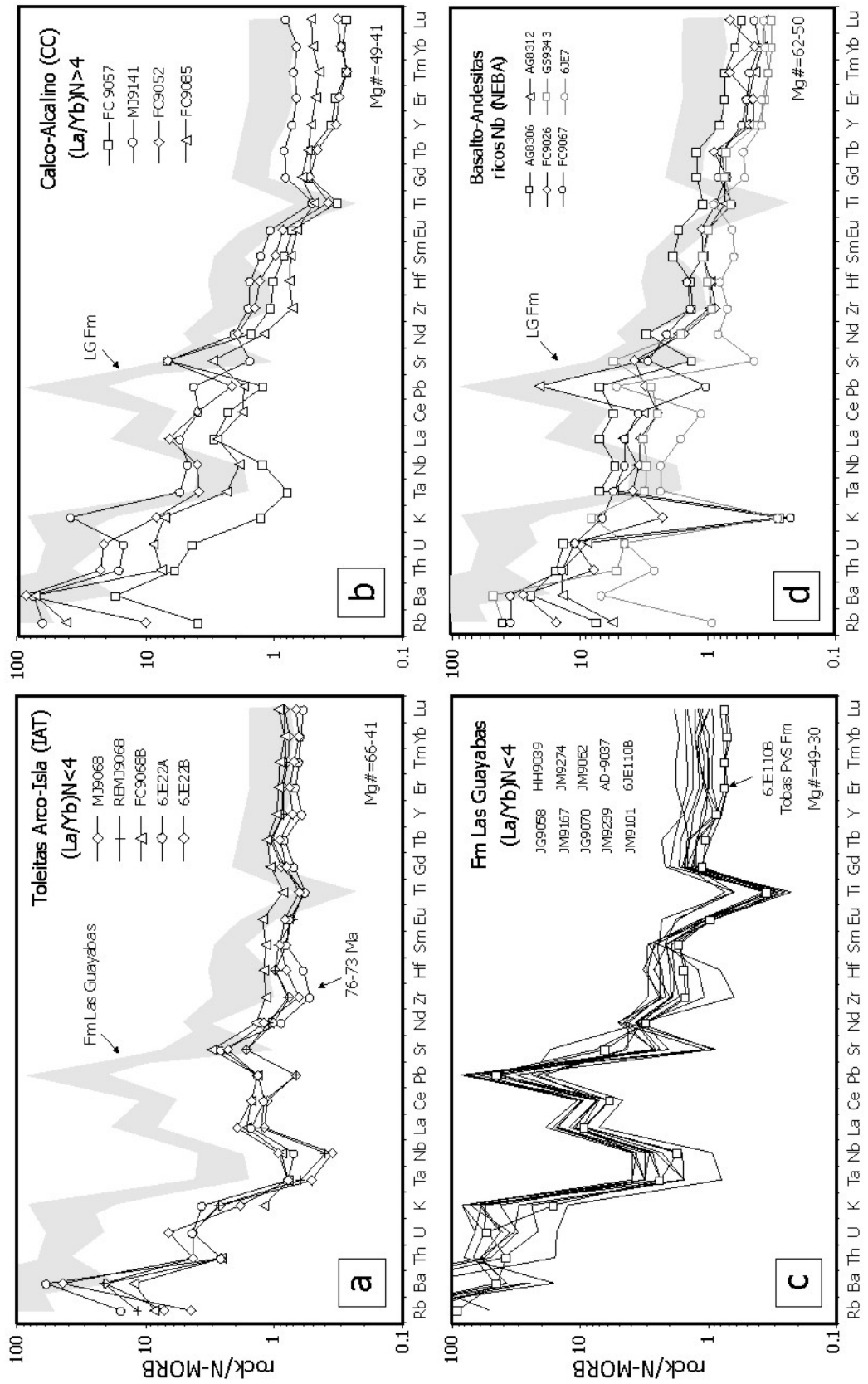


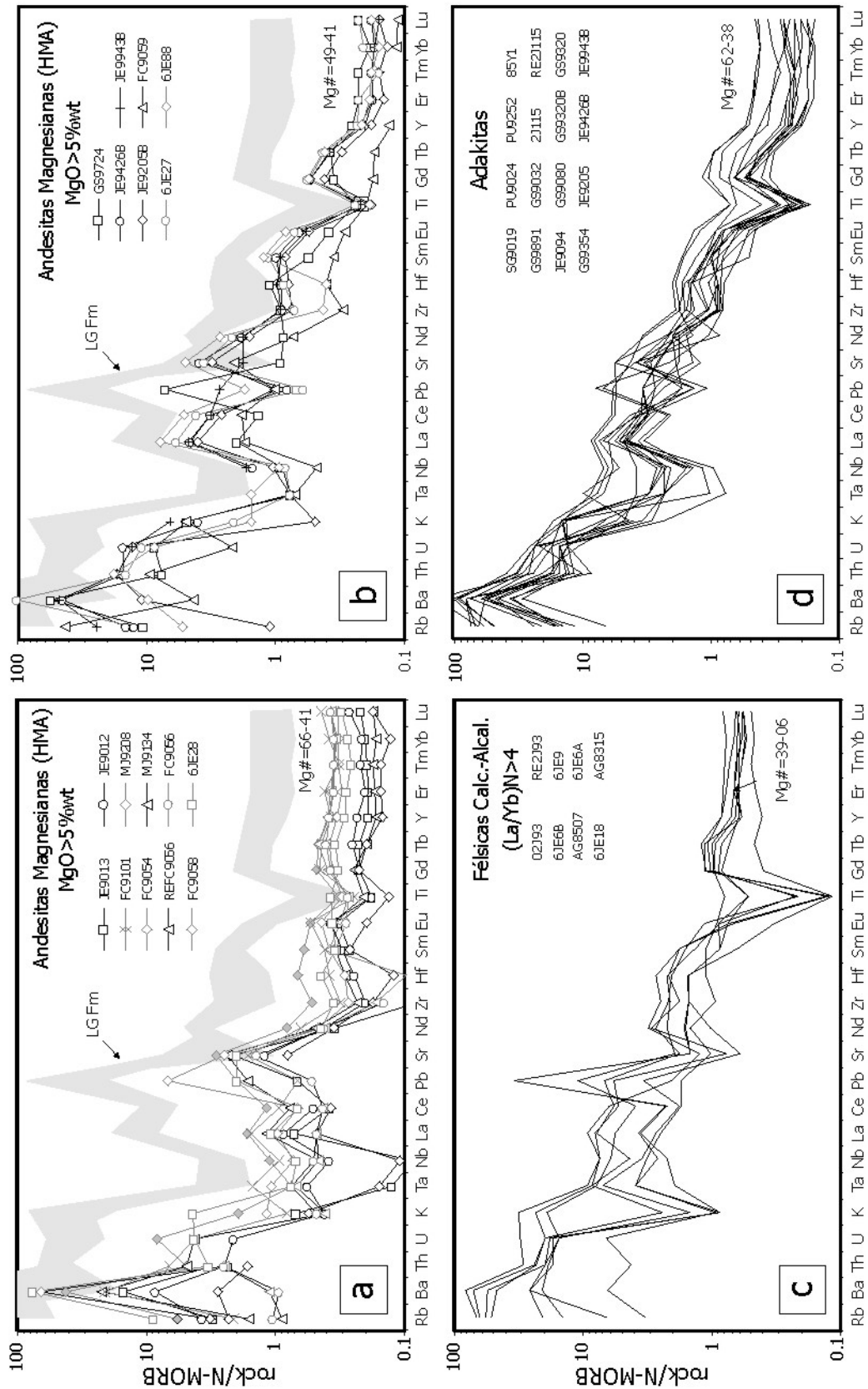


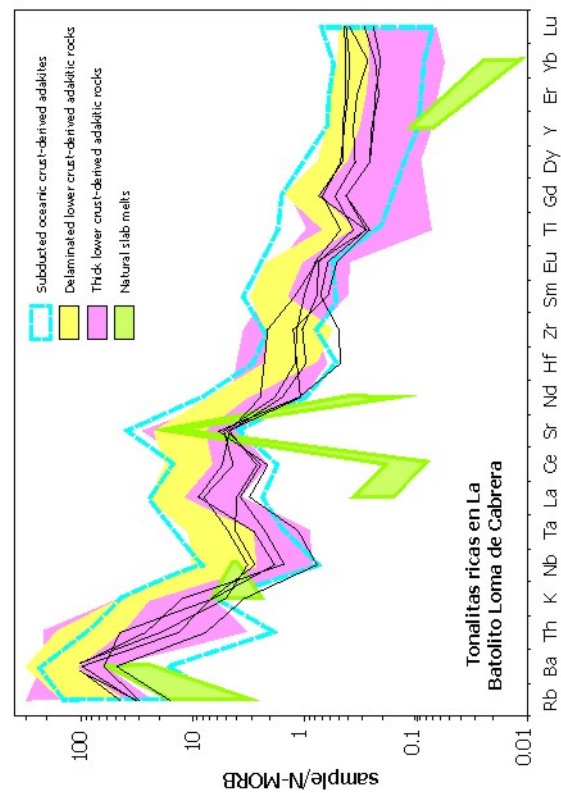
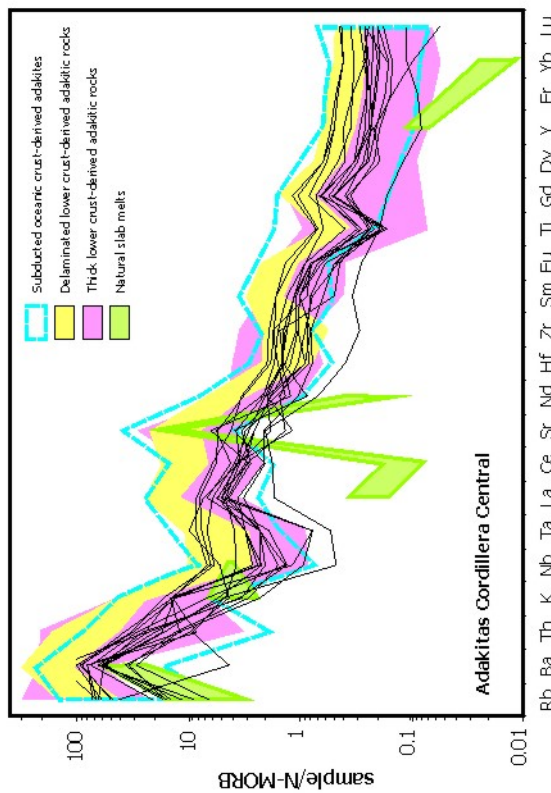
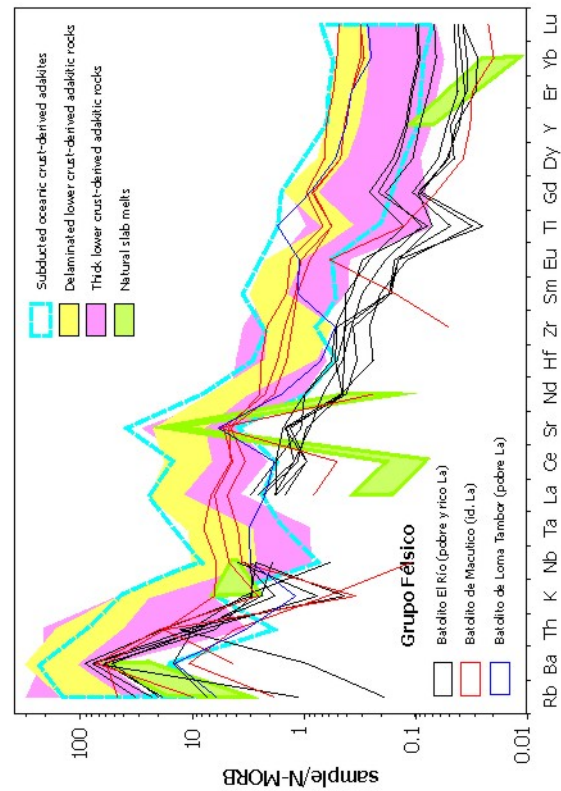
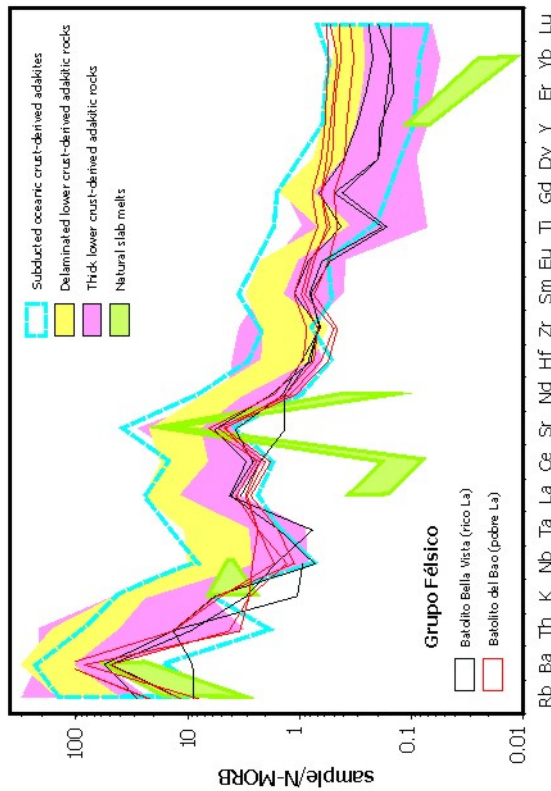


- Grupo Tiro**
- Toleitas arco-isla (IAT)
 - Basal.-and. calco-alc.
 - ◇ Fm Las Guayabas
 - Tobas. Fm Peralv. Sur
 - ▲ HMA-BON
 - + Dac.-Riol. calco-alc. alinas
 - Basalt.-And. ricos Nb (NEBA)
 - + Dac.-Riol. Adakitas
 - × Diques máficos
 - ▲ HMA









3.2.6 Magmatismo intraplaca. Meseta Oceánica Caribeña

Este grupo composicional está representado por los basaltos y andesitas de las Formaciones Constanza y Peña Blanca, la primera integrada en el Grupo Tireo del bloque de Jicomé, y la Formación Siete Cabezas que aflora en el sector de Bonao, incluida aquí como comparación. Algunas muestras de anfibolitas de las Zonas de Cizalla de La Meseta y del Río Guanajuma también pertenecen a este grupo. Las principales características geoquímicas de las rocas de este grupo están recogidas en las Figs. 18, 19 y 20. En el diagrama TiO_2 -MgO estas rocas definen al menos dos tendencias ligeramente distintas de medio y alto contenido en Ti, siendo superiores a las rocas de arco e inferiores a los basaltos transicionales y alcalinos de la Formación Pelona-Pico Duarte. Los contenidos medios en Ti están definidos por la Fm Peña Blanca y los altos por los gabros de La Cana y las anfibolitas. Las muestras de la Fm Constanza forman parte de las dos tendencias.

3.2.6.1 Formación Constanza

Las tobas verdes máficas y diques máficos sin-volcánicos relacionados de la Fm Constanza del Grupo Tireo del bloque de Jicomé no habían sido objeto de estudio geoquímico detallado hasta el presente informe. Estas rocas poseen contenidos en $\text{SiO}_2=44,3-54,1$ wt% para rangos de $\text{TiO}_2=0,7-0,8$ wt%, $\text{CaO}=8,2-11,8$ wt% y $\text{Al}_2\text{O}_3=10,8-14,2$ wt%. Los valores homogéneos de $\text{Mg}\# = 66-61$ sugieren que se trata de magmas poco fraccionados, aunque se trata en realidad de rocas fragmentarias. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 son basaltos andesíticos subalcalinos que se agrupan en un pequeño campo composicional junto a la Fm Peña Blanca y los gabros de La Cana y diques E-MORB en la PLC. Esta similitud composicional también se observa en los diagramas de Word (1980), en el que caen en el límite de los campos N- y E-MORB, y en el diagrama V-Ti, donde muestran relaciones $\text{Ti/V}=15-20$, propias de basaltos intraplaca. Además, poseen valores de la relación Nb/Th propias de magmas no relacionados con subducción y valores de la relación Zr/Nb indicativas de fuentes similares al manto primordial (15,7).

En el diagrama de elementos traza las tobas máficas y diques de basaltos de la Fm Constanza presentan un patrón muy restringido, con un ligero enriquecimiento en las LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,0-1,2$) y distribución plana de las HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,97-1,2$), sin anomalías significativas de Nb-Ta y Eu-Ti. Este patrón es análogo a los basaltos de la Fm Peña Blanca y a los gabros de La Cana (93 Ma), así como al E-MORB promedio (Sun y MacDonoug, 1989), sugiriendo una fuente mantélica relativamente enriquecida. Adicionalmente, presentan picos negativos en Th, K y Sr, contrarios al típico enriquecimiento en magmas

relacionados con subducción. Todas estas características, así como las relaciones de elementos incompatibles (p.e. $Zr/Nb < 15$; 10-14) son características de MORB enriquecidos (Donnelly et al., 2004). Sin embargo, algunas muestras presentan un pequeño enriquecimiento selectivo en algunos elementos LILE movilizados con los fluidos (Rb, Ba y U), más aparente en el pico positivo del Pb, que probablemente resulta de la alteración en el fondo oceánico. Los contenidos relativamente altos en Ti, los valores en la relación Nb/Th (8-29) y las HREE planas indican que estos magmas fueron derivados de una fuente mantélica con espinela relativamente enriquecida (Donnelly et al., 2004), no contaminada por una lámina subducida. Estas tobas se interpreta representan el volcanismo toleítico submarino explosivo, en un contexto de intra- o tras-arco, relacionado con la actividad de una pluma mantélica (Escuder Viruete et al., 2008).

3.2.6.2 Formación Basaltos de Peña Blanca

Las lavas de esta unidad poseen de $SiO_2 = 47,7-53,4$ wt% para rangos de $TiO_2 = 0,7-1,1$ wt%, $CaO = 9,8-11,7$ wt% y $Al_2O_3 = 13,5-14,8$ wt%. Los valores de $Mg\# = 60-54$ indican que se trata de magmas poco fraccionados. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO_2 se clasifican como basaltos andesíticos subalcalinos, agrupándose junto a todas las muestras del grupo y distinguiéndose de los gabros de Los Velazquitos y de los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte. En el conjunto de las rocas, el Cr y Ni descienden con el MgO, mientras que el Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Th, Nb, REE e Y aumentan. En los diagramas de Word (1980) caen en los campos de los tipos basálticos N-MORB y E-MORB. En el diagrama V-Ti caen en el límite entre los campos de las toleitas de arco y en el de los basaltos continentales, mostrando generalmente relaciones Ti/V entre 15 y 20. Estas rocas poseen valores de la relación Nb/Th propias de magmas no relacionados con subducción y de la relación Zr/Nb indicativas de fuentes mantélicas relativamente enriquecidas, similares al manto primordial e incluso ligeramente más enriquecidas.

En el diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB, los basaltos de la Fm Peña Blanca, así como las anfibolitas de la ZCLM, presentan un patrón con un ligero enriquecimiento en las LREE ($[La/Nd]_N = 1.0-1.2$) y distribución plana de las HREE ($[Sm/Yb]_N = 1.0-1.1$) con, para algunas muestras, una ligera anomalía positiva de Nb-Ta y una ligera anomalía negativa de Eu y Ti relacionadas éstas con la fraccionación de la plagioclasa y de los óxidos de Fe-Ti. Estas características son análogas al promedio E-MORB (Sun y MacDonoug, 1989), indicativas de una fuente mantélica relativamente enriquecida. Adicionalmente, no poseen los picos positivos de en Pb, K y Sr, ni una anomalía negativa

Nb-Ta, así como un fuerte enriquecimiento en LILE, típicos de magmas relacionados con subducción (Grupo Tireo). Todas estas características, así como las relaciones de elementos incompatibles ($Zr/Nb=11-12$ y $La/Sm>1,5$) son características de MORB enriquecidos (Donnelly et al., 2004). Sin embargo, algunas muestras presentan un pequeño enriquecimiento selectivo en algunos elementos LILE movilizados con los fluidos (Rb, Ba, Th y U), más aparente en el pico positivo del Pb, que probablemente resulta de la alteración en el fondo oceánico. Los contenidos relativamente altos en Ti, los valores en la relación Nb/Th (9-14) y las HREE planas indican que estos magmas fueron derivados de una fuente mantélica con espinela relativamente enriquecida (Donnelly et al., 2004), la cual no fue contaminada por una lámina subducida. Probablemente, estos basaltos representan el volcanismo toleítico en áreas distales del arco o segmentos de dorsal mesoocéánica o en cuencas de *back-arc* afectadas por la actividad de una pluma mantélica (Escuder Viruete et al., 2008).

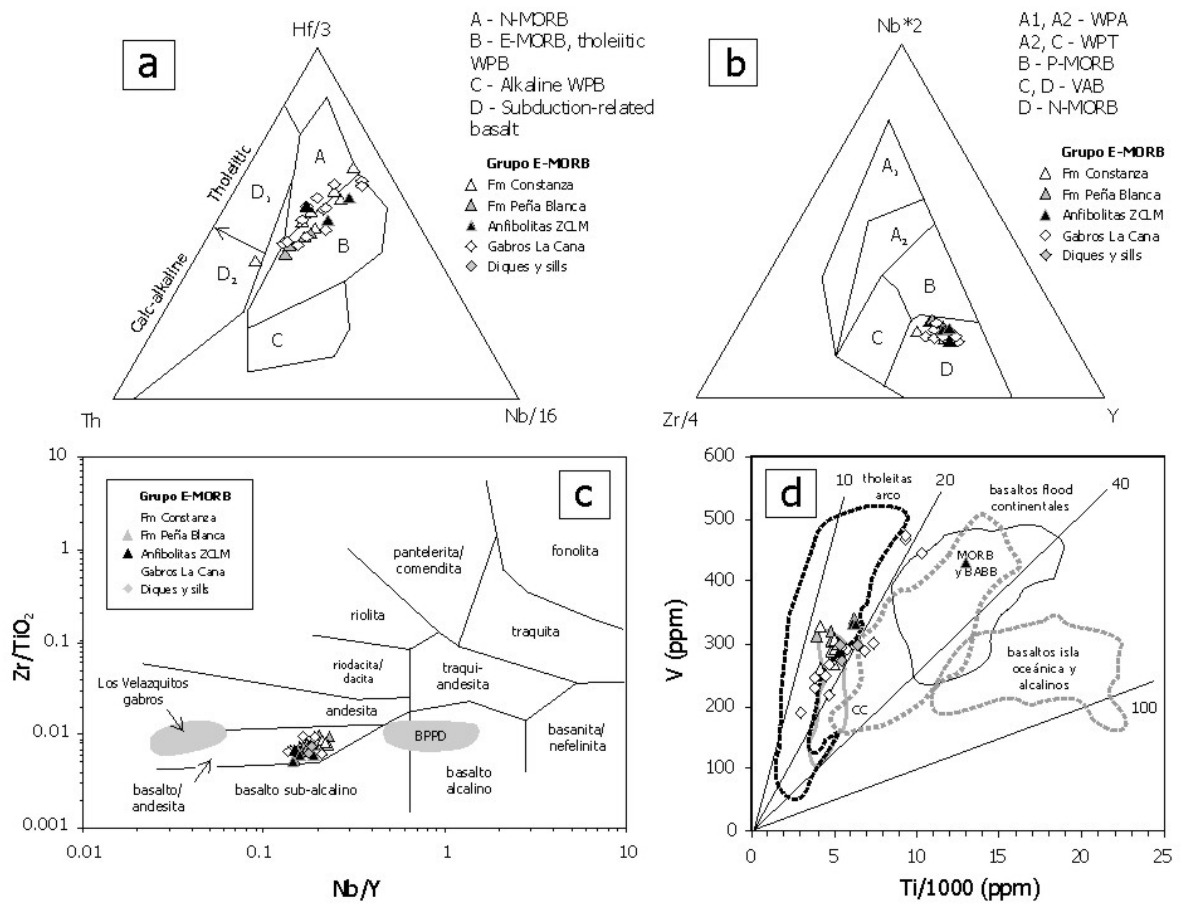
3.2.6.3 Formación Basaltos de Siete Cabezas

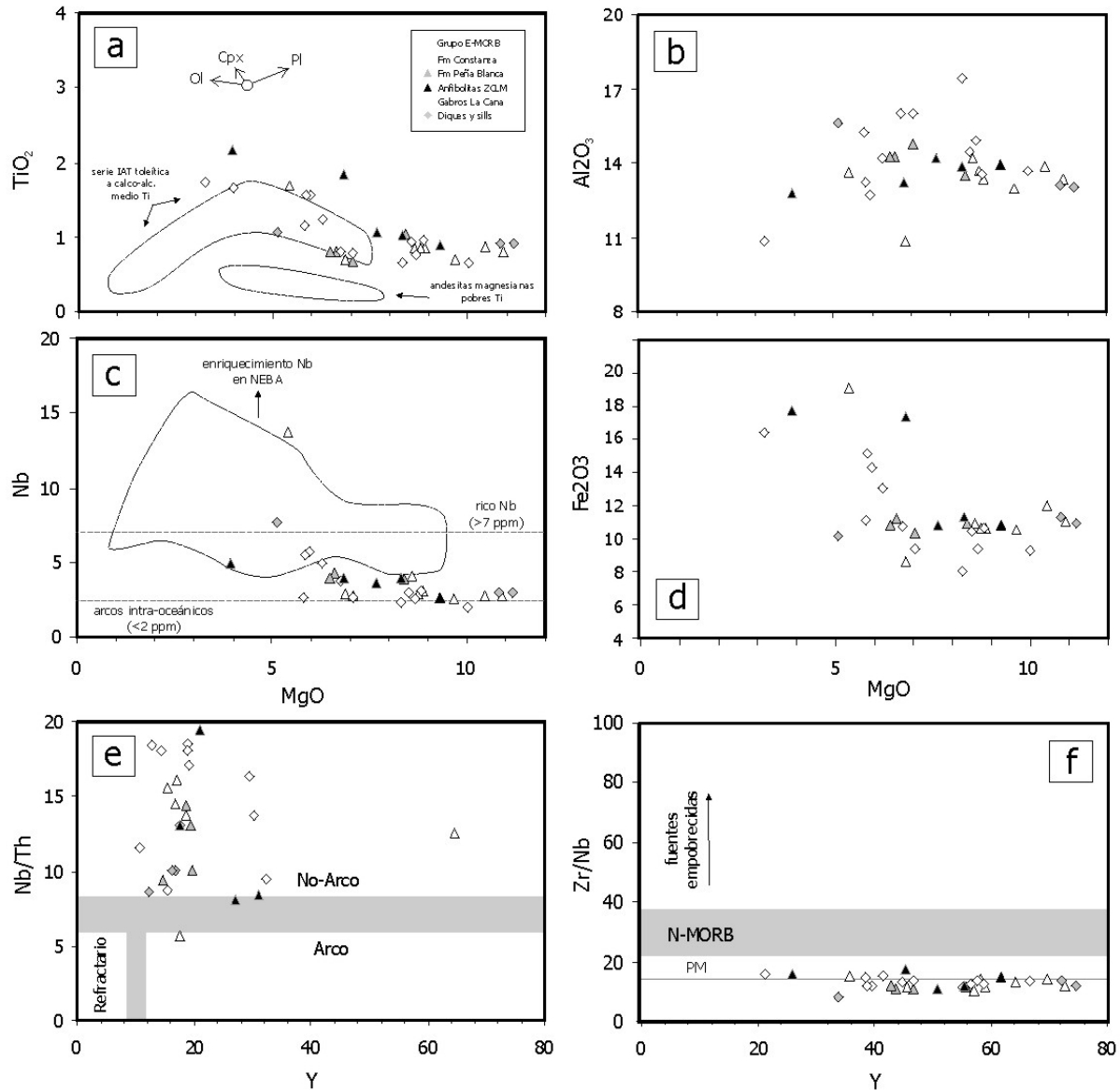
Aunque no afloran en el área estudiada, los basaltos de la Fm Siete Cabezas son descritos a continuación debido a su similitud composicional y posiblemente temporal con las rocas toleíticas intraplaca de este grupo, particularmente con la Fm Peña Blanca. Estos basaltos han sido descritos por Sinton et al (1998) y Lewis et al. (2002). Las muestras estudiadas presentan 48,3-55,3 wt.% de SiO_2 para rangos en $TiO_2=0,9-1,2$ wt.%, $CaO=10,2-12,8$ wt.% y $Al_2O_3=11,4-14,6$ wt.%, y se agrupan en el campo de los basaltos sub-alcalinos. Los valores de Mg# entre 61-53 indican que estas lavas han experimentado una pequeña fraccionación. Los basaltos presentan un patrón multielemental con un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,2-1,6$) y HREE planas ($[Sm/Yb]_N=0,9-1,5$), con una anomalía positiva en Nb. Este patrón es similar al de los basaltos de la Fm Peña Blanca, los gabros y doleritas dragados en la Cresta de Beata (Révillon et al., 2000), y los basaltos de la Fm Dumisseau (Sen et al., 1988), sugiriendo una similar fuente relacionada con la pluma mantélica del *plateau* oceánico Caribeño-Colombiano (CCOP). Para valores de la Mg# similares, la Fm Siete Cabezas presenta mayores contenidos en TiO_2 , Nb y Zr, así como mayores abundancias en LREE, que las rocas de arco y las andesitas magnesianas del grupo Tireo. Estos contenidos están asociados con fuentes mantélicas enriquecidas no relacionadas con subducción.

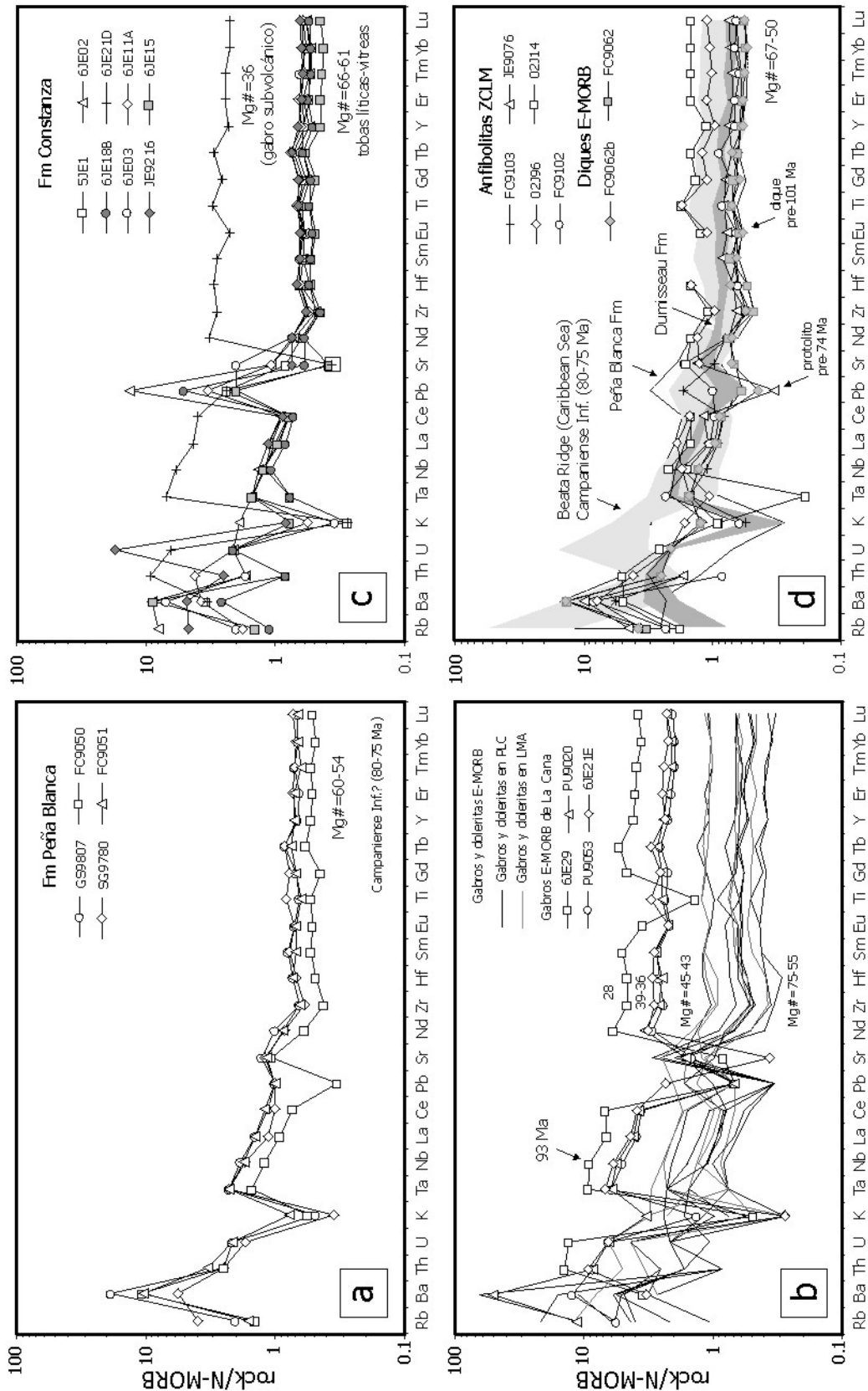
Fig. 3.2.15 (páginas siguientes). (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO_2 mostrando los campos composicionales de los gabros de Los Velazquitos, E-MORB y PVD; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983).

Fig. 3.2.16. (a, b, c y d) Diagramas de TiO_2 , Al_2O_3 , Nb y Fe_2O_3 frente al MgO; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

Fig. 3.2.17. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para Las Fms Peña Blanca, Constanza, anfibolitas de la ZCLM, gabros de La Cana y diques de gabros y doleritas E-MORB intrusivos o asociados a la Peridotita de Loma Caribe, mostrando también el rango composicional de los gabros y doleritas de la Cresta de Beata y de la Fm Dumisseau.







3.2.6.4 Formación de Basaltos de Pelona-Pico Duarte

Las características geoquímicas de las Formación de Basaltos de Pelona-Pico Duarte están representadas en las Figs. 21, 22 y 23, donde se incluye también la Fm Magua como comparación. Para un restringido rango en SiO_2 (47,6-50,2 wt%), los basaltos de Pelona-Pico Duarte poseen contenidos (wt%) altos en álcalis (2,0-2,6), TiO_2 (1,3-3,6) y P_2O_5 (0,15-0,32), y bajos en CaO (10-14) y Al_2O_3 (10,8-14,3), tratándose de magmas poco y moderadamente fraccionados ($\text{Mg}\#$ =61-48). Estas rocas son significativamente ricas en Ti, particularmente respecto a las rocas volcánicas máficas más antiguas, definiendo una tendencia de alto contenido en Ti. Con el descenso en MgO presentan un aumento en TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 , Zr y Nb típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti). El descenso paralelo de MgO, Ni y Cr indica una evolución magmática principalmente controlada por la fraccionación de olivino y Cr-espinela, clinopiroxeno (augita titanada) y plagioclasa. En base a elementos traza inmóviles se clasifican como transicionales y alcalinos (Fig. 21), lo cual es consistente con su composición Qtz u Ol normativa, con Di, Hy y Cr. Estas características, junto con la presencia de fenocristales de olivino y augita titanada, indican que se trata de basaltos transicionales a alcalinos. Presentan una relación $\text{Ti/V} > 20$ (Fig. 21), que aumenta pasando del campo de los basaltos intraplaca al de los basaltos alcalinos. El carácter intraplaca de transicional a alcalino del volcanismo queda también patente en los diagramas de las Figs. 21 a y b.

En los diagramas multielementales, tanto los basaltos como los diques basálticos y doleríticos relacionados intrusivos en el Grupo Tireo, presentan patrones similares a los OIB, con anomalías negativas en K, Pb y P. Respecto a N-MORB, se caracterizan por un fuerte enriquecimiento en los LILE (Rb, Cs, Ba, Pb y Sr) y HFSE (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta y Ti). Presentan relaciones $\text{K/Ba} < 20$ (9,7-15), $\text{Nb/Th} > 7$ y $\text{Zr/Nb} < 10$ (6,2-8,4) típicas de OIB transicionales y alcalinos (Frey et al., 2002). Estas características los excluyen de procesos de subducción e indican una ausencia de una componente subductiva en su petrogénesis. En el diagrama multielemental (Fig. 23 a y b) presentan una elevada pendiente negativa, moderado enriquecimiento en LREE ($[\text{La/Nd}]_N = 1,4-2,2$) y empobrecimiento en HREE ($[\text{Sm/Yb}]_N = 1,9-3,7$), junto a una anomalía positiva en Nb (altos contenidos de 8-30 ppm) y negativa en Th, típicos de basaltos alcalinos. Las ligeras anomalías negativas en Eu y positivas en Ti presentes en algunas muestras se relacionan con la fraccionación/acumulación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. El alto contenido en Ti, Nb y LREE, así como valores altos de la relación $[\text{Sm/Yb}]_N$, sugieren que la fuente mantélica para estos basaltos fue enriquecida y contenía granate. Estos basaltos se interpretan como fundidos parciales

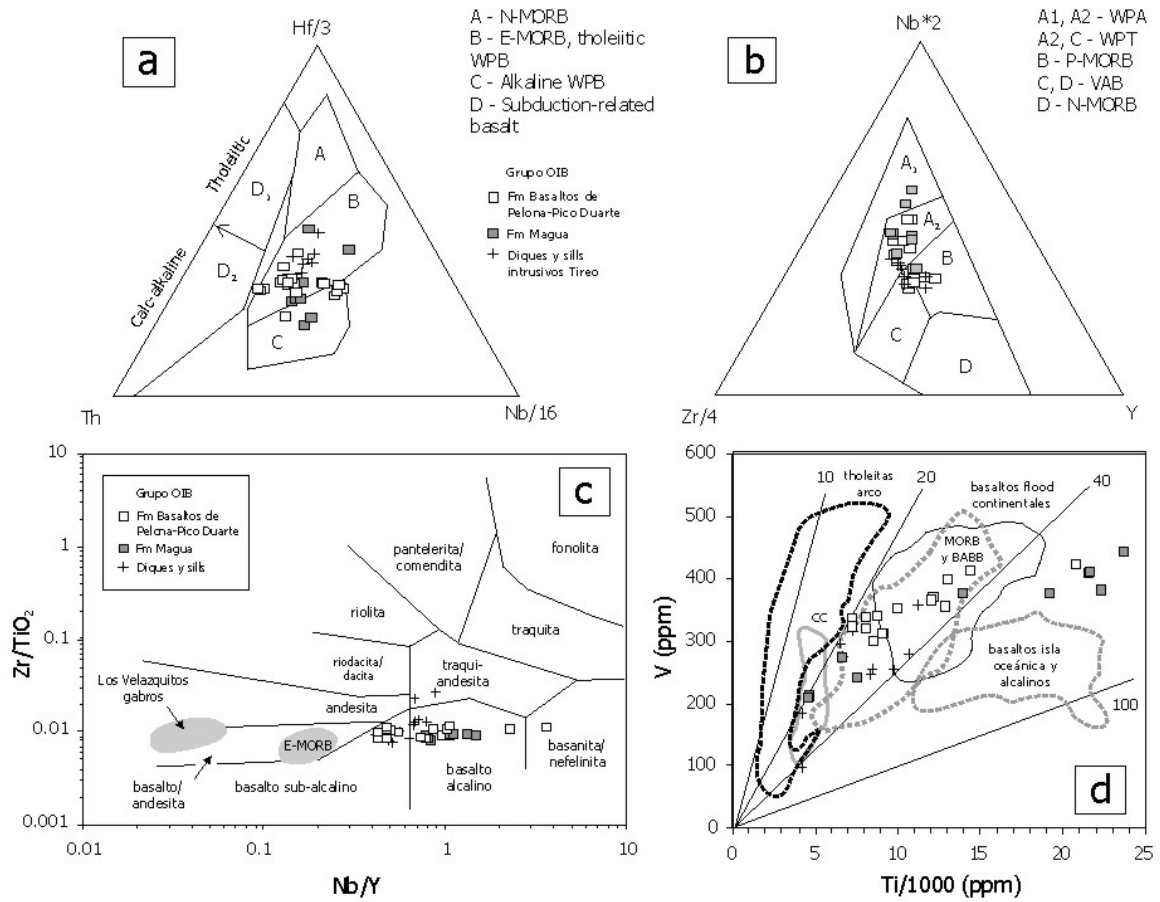
de una fuente profunda enriquecida relacionada con una pluma, que no estuvo contaminada por procesos de subducción (Escuder Viruete et al., 2008).

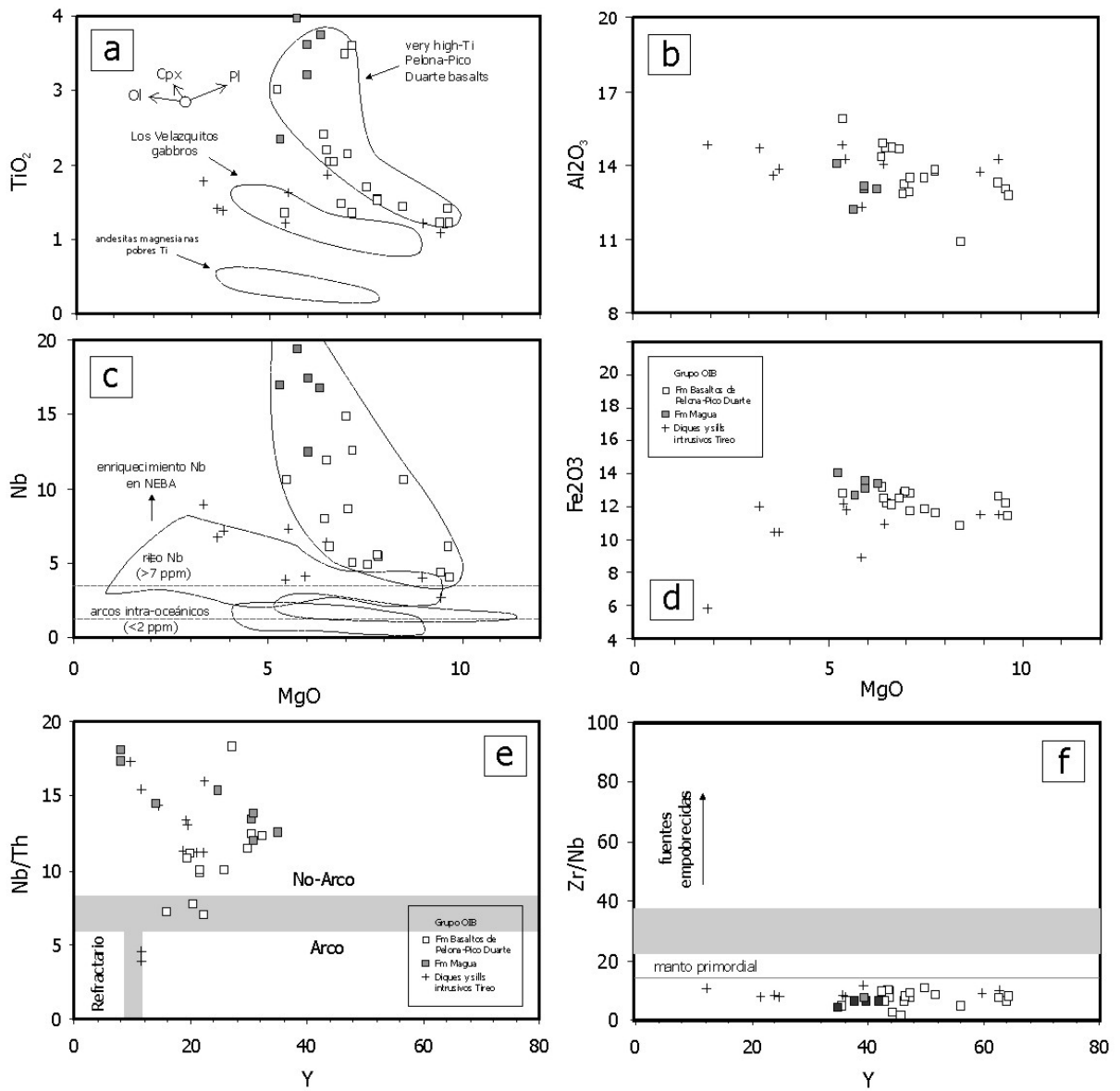
Aunque su equivalencia cronoestratigráfica no está demostrada, los basaltos de la Fm Magua son geoquímicamente análogos a los términos más diferenciados de la Fm Pelona-Pico Duarte. Las variaciones que presentan en Ba y Sr pueden estar relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa.

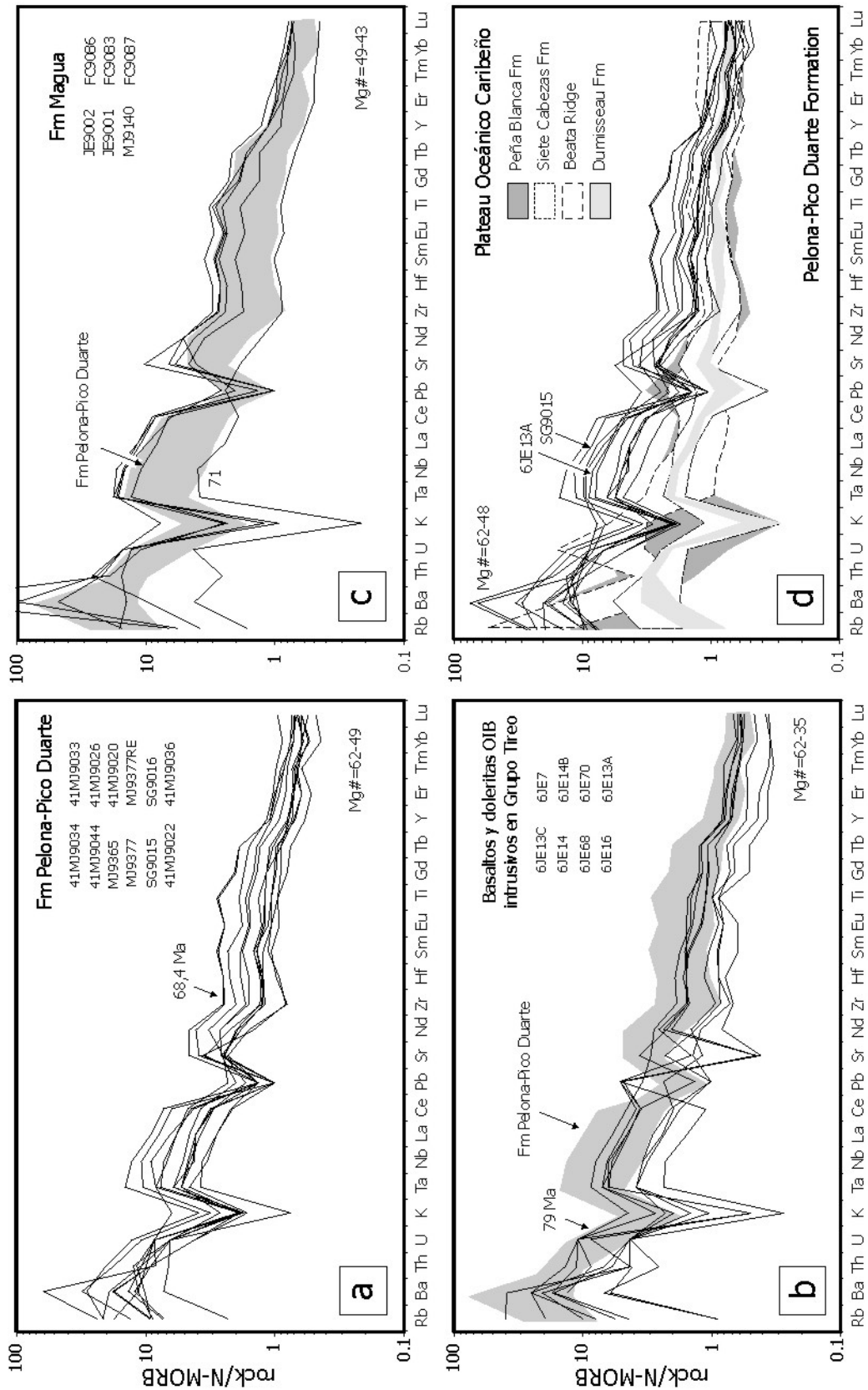
Fig. 3.2.18 (página siguiente). (a y b) Diagramas de Wood (1980) para los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte, diques de basaltos y doleritas intrusivos en el Grupo Tireo infrayacente, y basaltos de la Fm Magua; (c) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO_2 mostrando los campos composicionales de los basaltos de Pelona-Pico Duarte, grupo E-MORB y basaltos de Los Velazquitos PVD; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983).

Fig. 3.2.19. (a, b, c y d) Diagramas de TiO_2 , Al_2O_3 , Nb y Fe_2O_3 frente al MgO; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

Fig. 3.2.20. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los basaltos de Pelona-Pico Duarte, diques de basaltos y doleritas intrusivos en el Grupo Tireo infrayacente, y basaltos de la Fm Magua, mostrando también el rango composicional de las Fms Peña Blanca, Siete Cabezas y Dumisseau, así como el de los gabros y doleritas de la Cresta de Beata.







3.2.7 Batolitos de Buena Vista, Jumunucu y El Río

Las rocas plutónicas analizadas pertenecen a los batolitos de El Río, Jumunucu y Buena Vista, aunque también se incluyen como comparación en el estudio datos de los batolitos del Bao, Macutico, Loma del Tambor y Loma de Cabrera (Fig. 3.2.21 a 27). Consideradas todas ellas en conjunto, las rocas plutónicas del Dominio de la Cordillera Central forman series ígneas que cubren un amplio rango en el contenido en SiO_2 (45,2 a 77,5 wt.%) y exhiben una gran variación en la concentración de tanto elementos mayores como trazas. En el diagrama Q-P de Debon y Le Fort (1983; no mostrado), las muestras estudiadas se clasifican como gabro/diorita, cuarzo-dioritas y tonalitas. La gran mayoría de estas rocas es composicionalmente pobre en K, aunque algunos tipos tonalíticos presentan contenidos en K_2O transicionales entre bajos y medios, proyectándose en el campo calco-alcalino del diagrama AFM. Como refleja su mineralogía, en la que el mineral máfico es predominantemente anfíbol hornblenda, casi todas las muestras son metalumínicas (índice de Al < 1), con dos muestras transicionales al campo peralumínico que se corresponden con leucotonalitas ricas en Na muy fraccionadas del batolito de El Río. Composiciones metalumínicas, mineralogía con anfíbol como máfico, y la presencia de enclaves ígneos máficos microgranudos, indican una derivación del plutonismo de la Cordillera Central a partir de fuentes infracorticales, clasificándose como de tipo I según Chappell and Stephens (1988).

Como predice su amplio rango composicional, las muestras de los diferentes batolitos estudiados muestran un amplio rango de variación en la composición de elementos traza. Como una ayuda a la descripción de los datos, su presentación e interpretación, las muestras fueron clasificadas principalmente en dos grandes grupos: máficas y ácidas (>55%wt SiO_2). Las rocas máficas fueron subdivididas en función de su empobrecimiento (magmatismo de tipo "arco") o enriquecimiento (magmatismo de tipo "no arco") de Th relativo a Nb (Whalen et al., 1997) y la presencia o ausencia de características geoquímicas propias de cumulos (definidas por altos contenidos en Mg#, Ni, Cr y anomalías positivas de Sr y Eu). Independientemente de la ausencia o presencia de anomalías negativas simétricas de Nb, ambos grupos de rocas máficas están moderadamente enriquecidas en LILE y LREE, aunque las muestras de tipo arco muestran generalmente un mayor rango composicional de LILE y LREE. Ambos grupos muestran variables anomalías positivas en Sr. Ambos grupos de rocas ácidas fueron subdivididos adicionalmente en función de los valores en la relación La/Yb normalizada respecto a la condrita en dos grupos: $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{CN}} < 10$ (grupo pobre en La) y $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{CN}} > 10$ (grupo rico en La). La relevancia tectónica y petrogenética de estas subdivisiones relativamente arbitrarias se evalúa a continuación. En general, los grupos resultantes parecen tener significado geológico; por ejemplo, varias

muestras recolectadas en una misma unidad cartográfica suelen ser pertenecer consistentemente a uno de los grupos geoquímicos y no a varios de ellos.

Las muestras de rocas plutónicas máficas ($>55\%wt SiO_2$) que no presentan características de cumulado fueron representadas en los diagramas tectonomagmáticos de elementos traza de Wood (1980), en los que se puede deducir una afinidad tectónica. En combinación, estos diagramas indican que los gabros y gabronoritas del Batolito de Loma de Cabrera son de afinidad toleítica y están relacionados con subducción, los magmas máficos de los batolitos de Buena Vista y Jumunucu también son magmas de arco pero de afinidad calcoalcalina, así como algunos intrusitos. Los batolitos de El Bao, Macutico, Loma del Tambor y particularmente El Río poseen en estos diagramas una afinidad E-MORB e intraplaca toleítica, aunque el mayor contenido en Nb de algunas muestras es debido a una contaminación cortical por procesos de AFC, o posiblemente resultado de una contaminación durante el proceso de molido.

Todas las muestras de rocas plutónicas ácidas poseen un carácter granítico de arco volcánico (VAG; *volcanic-arc*) en los diagramas tectonomagmáticos de granitoides de Pearce et al. (1984), aproximándose con el aumento en SiO_2 , al límite con los granitos intraplaca (WPG; *within-plate*). En diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial, los diferentes grupos de rocas ácidas muestran anomalías simétricas de Nb-Ta respecto al Th y La de tipo arco (o de tipo cortical), más o menos acusadas, mientras que las muestras del grupo no arco carecen de ella y son generalmente más enriquecidas en HREE y con anomalías menos pronunciadas en Ba, Sr, P y Ti.

Los valores elevados de la relación $(La/Yb)_{CN}$ (>10 ; grupo rico en La), acompañados por valores de $Sr/Y > 35-40$ en rocas ígneas de composición intermedia a ácida son interpretadas como características de fundidos parciales de fuentes anfibolíticas a elevadas condiciones P-T, con granate y poca o ninguna plagioclasa residual (Drummond y Defant, 1990; Martin, 1999). Adicionalmente, gran parte de las tonalitas con hornblenda \pm biotita metalumínicas que presentan estas características, son relativamente pobres en HREE e Y, y enriquecidas en Sr, probablemente debido a la no fraccionación de plagioclasa, por lo que muestran las características de *slab melts*, tratándose de fundidos de la lámina que subduce. Por otro lado, algunas rocas ácidas con valores $(La/Yb)_{CN} < 10$ también poseen altas relaciones Sr/Y, relacionándose con la fusión de fuentes ricas en anfíbol.

En base a las características geoquímicas se distinguen los siguientes grupos de rocas plutónicas para el conjunto de los batolitos: (1) cumulados ultramáficos y gabronoríticos; (2) rocas máficas de tipo arco; (3) rocas máficas de tipo no arco; (4) rocas félsicas de arco pobres en La; y (5) rocas félsicas de arco ricas en La. La representación de cada uno de los grupos en los batolitos estudiados es descrita a continuación. Las relaciones de intrusión y datos geocronológicos indican que el grupo de cumulados predata a los grupos de rocas de arco y no arco, y que las unidades de arco ricas en La postdatan a las unidades de arco pobres en La.

3.2.7.1 Cumulados ultramáficos, noríticos y gabronoríticos

Las rocas ultramáficas y máficas de características cumulado estudiadas en este trabajo pertenecen a los Batolitos de Loma de Cabrera y Arroyo Caña. Se trata de rocas websteríticas, clinopiroxeníticas, noríticas y gabronoríticas, sin granate, que en relación a los elementos mayores muestran altos valores de Mg# (85-78), junto con contenidos altos en MgO (36,3-10,5 wt.%), Ni (1266-139 ppm) y Cr (4235-294 ppm), y bajos en TiO₂ (0,3-0,07), Al₂O₃ (16,6-1,0), CaO (15,5-2,2) y álcalis. Estas rocas definen un amplio rango de variación para el Fe₂O_{3T}, Al₂O₃ y CaO, que aumentan con el descenso en el Mg# y dan cuenta de la cristalización por la acumulación de olivino, piroxeno y plagioclasa tardía en condiciones de relativa alta P. Sin embargo, en estos diagramas se observa como las rocas gabróicas y dioríticas del resto de los batolitos, como Buena Vista y Jumunucu (y El Río), presentan una diferente concentración de elementos mayores y definen un dominio de variación más limitado, caracterizado por Mg#<60, observándose un cierto gap composicional, y mayores contenidos en TiO₂, Al₂O₃ y CaO. Además, los cumulados ricos en hornblenda u hornblenditas típicas de estas unidades, no siguen la tendencia de los cumulados y poseen un mayor contenido en TiO₂ y Fe₂O_{3T}, y menor en Al₂O₃ y MgO. Por lo tanto, las rocas cumulado ultramáficas y máficas estudiadas no forman una tendencia de diferenciación continua con los gabros y dioritas (magmática o acumulativa), por lo que no están petrogenéticamente relacionadas.

El patrón de elementos traza de las muestras de los complejos de cumulados ultramáficos-máficos está recogido en la Fig. 3.2.24. De forma general, el contenido en REE aumenta gradualmente desde las websteritas con olivino y clinopiroxenitas a las noritas y gabronoritas con orto y clinopiroxeno. En diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial, las websteritas están ligeramente empobrecidas o enriquecidas en LREE ([La/Nd]_N=0,6-1,6) y empobrecidas en HREE ([Sm/Yb]_N=0,4-0,7; un

valor de 1,94), aunque la tendencia general es más bien plana ($[La/Yb]_N=0,3-2,2$). Las gabronoritas están ligeramente empobrecidas en LREE ($[La/Nd]_N=0,5-0,8$; un valor de 1,6) y en HREE ($[Sm/Yb]_N=0,6-0,9$), definiendo una tendencia general plana o ligeramente empobrecida ($[La/Yb]_N=0,3-0,4$).

Las hornblenditas presentan un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,4-1,6$) y fuerte empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2,5-4,9$), que da lugar a una tendencia fuertemente empobrecida ($[La/Yb]_N=4,5-12,6$), que corrobora su pertenencia a otra serie ígnea de distinto origen. Sin embargo, todas las muestras muestran un marcado enriquecimiento en los elementos LILE más móviles con los procesos de subducción (Rb, Ba, U, Pb y Sr), altas relaciones LILE/HFSE ($>>1$) y anomalías negativas en Nb y Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,2-0,5$). Estas características están comunmente atribuidas a un componente de fluido acuoso en la fuente (Brenan et al., 1995), y las anomalías negativas en HFSE (i.e., Nb, Ta, Zr y Hf) son típicas de magmas de arco (Pearce y Peate, 1995). Los contenidos en Th son sin embargo más bajos en las websteritas y gabronoritas ($<<0,1$ ppm) que en las hornblenditas, sugiriendo un componente fundido adicional en la petrogénesis de las segundas.

3.2.7.2 Grupo máfico de tipo arco

Las rocas máficas estudiadas en este trabajo pertenecen a los batolitos de Buena Vista, Jumunucu y El Río, incluyéndose también algún litotipo como comparación del batolito de Loma de Cabrera. Se trata de gabros piroxénicos, piroxénico-hornbléndicos y hornbléndicos. En relación a su concentración en elementos mayores, estas rocas gabroicas presentan un contenido en SiO_2 entre 49,3 y 54,0 wt.%, para contenidos relativamente bajos en TiO_2 entre 0,15 and 0,7 wt.%. Presentan contenidos altos en MgO (13,0-9,6), Al_2O_3 (13,5-17,0) y CaO (12,7-12,5). Los gabros son más ricos en Ti que las rocas de arco del Grupo Tireo, definiendo una tendencia de bajo-medio Ti, pero son menos titaníferos que los basaltos de las Fms Pelona-Pico Duarte y los gabros de Los Velazquitos. Los contenidos en Nb son relativamente bajos (0,5-3 ppm), aunque algunas muestras del batolito de El Río presentan valores muy elevados debido a contaminación (no se corresponden con el Ti). Con excepción de estas muestras, poseen valores de la relación Nb/Th bajas ($<4,6$), propias de magmas de arco. Los valores de la relación $(La/Yb)_{CN}<10$ (1,1-4,9) indican que pertenecen al grupo pobre en La, concordantes con los valores más bajos de la relación Sr/Y (17-36).

En el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial las muestras del batolito de Loma de Cabrera del grupo máfico de arco, incluyendo gabros piroxénico

hornbléndicos de Loma Chacuey, un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,2-1,5$) y un patrón de HREE plano ($[Sm/Yb]_N=0,8-1,0$), con marcadas anomalías positiva en Eu producidas por la acumulación de plagioclasa. Estas rocas presentan anomalías negativas más o menos acusadas de Nb-Ta y Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,2-0,4$) y elevadas abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr, típicos de magmas de arco. Los valores en Th son bajos. La muestra FC9063 consiste en un dique dolerítico cuyo patrón es próximo a N-MORB.

Las muestras del grupo máfico de arco pobre en La del batolito de El Río presentan un patrón de elementos traza similar. Las muestras JE9168A de gabros de grano fino y MJ9414 de gabro-dioritas composicionalmente muy primitivas ($Mg\#=77-73$) muestran un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,6-1,7$) y en HREE ($[Sm/Yb]_N=1,2-1,5$), con un anomalía negativa en Ti producida por la fraccionación de óxidos de Fe-Ti. Los valores en Th son altos. Presentan elevadas abundancias de LILE (Rb, Ba, Pb y Sr), así como anomalías negativas de Nb, respecto al Th y La, como de Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,5-0,7$), relacionadas con magmas de zonas de subducción. Estas rocas parecen formar un continuo composicional con los gabros y gabronoritas de Loma Chacuey.

Las muestras del batolito de Buena Vista del grupo máfico de arco presentan en el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial, un patrón distinto y relacionable tanto con las hornblenditas como con las tonalitas más evolucionadas. La muestra JE9324 muestra un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,8$) y un fuerte empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2,54$), con una anomalía negativa en Eu producida por la fraccionación de plagioclasa. Esta roca presentan elevadas abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr, así como anomalías negativas de tanto Nb-Ta, respecto al Th y La, como de Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,4$), típicos de magmas de arco. Los valores en Th son altos.

3.2.7.3. Grupo félsico de arco pobre en La

El grupo de rocas félsicas de arco pobres en La incluye muestras pertenecientes a los batolitos de Buena Vista, Jumunucu, El Bao, El Río, Macutico y Loma del Tambor, incluyéndose también algunas muestras como comparación del batolito de Loma de Cabrera. Se trata de cuarzo-dioritas hornbléndicas, tonalitas hornbléndicas y tonalitas hornbléndico-biotíticas, siendo las facies de tonalitas de grano medio-grueso con hornblenda las dominantes en el grupo.

En relación a sus contenidos en elementos mayores, estas rocas ácidas presenta contenidos en SiO₂ entre 58,6 y 70,8 wt.%, para contenidos bajos en TiO₂ entre 0,4 and 0,66 wt.%. Presentan contenidos relativamente altos en MgO (1,2-5,9), Al₂O₃ (12,5-17,6) y Na₂O (2,6-5,1). Los contenidos en Nb son muy variables (2,6-17,8 ppm) y posiblemente debidos a una contaminación en algunas muestras del batolito de El Río y Macutico (?). Con excepción de estas muestras, poseen valores de la relación Nb/Th relativamente bajas (1,6-11,1), propias de magmas de arco. Los valores bajos de las relaciones (La/Yb)_{CN}<10 (4,1-9,4) y Sr/Y (16-37) indican que pertenecen al grupo pobre en La.

Las rocas félsicas de los batolitos de Buena Vista, Jumunucu, El Bao, El Río, Macutico y Loma del Tambor presentan un patrón similar en los diagramas multielementales normalizado respecto al manto primordial. Las tonalitas y cuarzo-dioritas con Hbl de Buena Vista y El Bao muestran una disposición plana o un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]_N=1,1-1,9), así como un mayor nriquecimiento en HREE ([Sm/Yb]_N=1,9-2,9), con anomalía negativa de Ti. Presentan ligeras anomalías negativas de Zr-Hf ([Zr/Sm]_N=0,7-1,3). Estas rocas muestran una elevada abundancia de LILE (Rb, Ba, K, Pb y particulamente Sr) y las anomalías negativas de Nb-Ta, respecto al Th y La, que caracterizan los magmas de arco.

Las tonalitas y leucotonalitas con hornblenda y en ocasiones biotita de El Río, así como Loma del Tambor y Macutico, muestran una disposición plana o un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]_N=1,0-1,5), así como un fuerte empobrecimiento en HREE ([Sm/Yb]_N=2,7-4,3), y anomalías negativas de Ti derivadas de la fraccionación de óxidos de Fe-Ti. No presentan anomalías de Zr-Hf, ni un fuerte enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, Pb y particulamente Sr), y las anomalías negativas de Nb-Ta que también caracterizan los magmas de arco son pequeñas o ausentes (Nb/Th=6,2-10,9).

3.2.7.4. Grupo félsico de arco rico en La

El grupo de rocas félsicas de arco ricas en La incluye rocas tonalíticas y cuarzo-dioríticas con hornblenda, tonalitas y leucotonalitas con hornblenda y con hornblenda y biotitamuestras pertenecientes a los batolitos de Buena Vista, El Río y Macutico, incluyéndose también algunas tonalitas con hornblenda del batolito de Loma de Cabrera.

Este grupo de rocas ácidas presenta contenidos en SiO₂ entre 61,7 y 76,3 wt.%, para contenidos bajos en TiO₂ entre 0,2 and 0,5 wt.%. Presentan contenidos bajos en MgO (0,5-

2,8), aunque la muestra JE9073 tiene 7,3 wt.%, y altos en Al_2O_3 (11,6-16,2) y Na_2O (2,3-3,8). Los contenidos en Nb son muy variables (1,7-10,6 ppm), con 15-20 ppm en algunas muestras del batolito de El Río posiblemente debidos a contaminación. Exceptuando estas muestras, poseen valores de la relación Nb/Th relativamente bajas (0,5-4,7), propias de magmas de arco, que si se incluyen aumentan hasta 11,1 (ligeramente no arco). Los valores bajos de las relaciones $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} < 10$ (11,2-23,9) y Sr/Y (34-59; la muestra MJ9364B 551) indican que pertenecen al grupo pobre en La.

Todas las muestras del grupo presentan un patrón similar en los diagramas multielementales normalizado respecto al manto primordial. Las tonalitas y cuarzo-dioritas con Hbl del batolito de Buena Vista muestran un ligero enriquecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_{\text{N}}=1,5-1,9$), así como un fuerte enriquecimiento en HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_{\text{N}}=4,7-5,1$). Poseen una anomalía negativa de Ti y de Zr-Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_{\text{N}}=0,7-0,9$), pero carecen de anomalía de Eu. Estas rocas muestran una elevada abundancia de LILE (Rb, Ba, K, Pb y particularmente Sr) respecto a los HFSE, y las típicas anomalías negativas de Nb-Ta, respecto al Th y La, que caracterizan los magmas de arco.

Las tonalitas y leucotonalitas con Hbl y Bt del batolito de El Río muestran igualmente un ligero enriquecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_{\text{N}}=1,6-2,6$) y un fuerte enriquecimiento en HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_{\text{N}}=3,0-4,3$). Poseen una anomalía negativa de Ti y, en este caso, positiva de Zr-Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_{\text{N}}=1,3-2,5$), que da cuenta de una contaminación cortical. Estas rocas muestran elevadas abundancias de LILE (Rb, Ba, Pb y Sr) respecto a los HFSE, y presencia y ausencia de la típicas anomalías negativas de Nb-Ta, respecto al Th y La, de los magmas de arco. La asimilación de materiales corticales debe aumentar también los contenidos en Nb, Ta y Pb, ya que las muestras de no arco son las que poseen la anomalía positiva de Zr-Hf.

Las tonalitas con Hbl y Bt del batolito de Macutico de este grupo poseen importancia ya que se dispone para ellas de datos geocronológicos U-Pb en zircones de su intrusión aproximadamente a 91-90 Ma. Estas rocas félsicas se caracterizan también por un ligero enriquecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_{\text{N}}=1,9-2,3$) y un fuerte enriquecimiento en HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_{\text{N}}=3,9-7,4$), extremo en la muestra MJ9033 (90,0±1,9 Ma). Las muestras , MJ9364, MJ9364B (91,1±1,1 Ma) y MJ9356 (90,0±1,2 Ma) poseen una anomalía negativa de Ti, positiva de Zr-Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_{\text{N}}=1,4-1,7$) y ausencia de la típicas anomalías negativas de Nb-Ta, respecto al Th y La, de los magmas de arco, que sugiere una contaminación cortical. La asimilación de materiales corticales ricos en Nb, Ta y Pb, no tuvo lugar en la muestra MJ9033 de similar edad, que posee fuertes anomalías negativas de Nb-Ta y Zr-Hf típicas de

magmas de arco. Todas las rocas del grupo poseen elevadas abundancias de LILE (Rb, Ba, Pb y Sr) respecto a los HFSE.

3.2.7.5. Origen rocas plutónicas batolitos

Las rocas plutónicas descritas pertenecen a los batolitos de El Rio, Jumunucu, Buena Vista, El Bao, Macutico, Loma del Tambor y Loma de Cabrera. Consideradas en conjunto, sus características de elementos mayores y traza son consistentes con la formación en un contexto de arco volcánico. Estas características incluyen un predominio volumétrico de composiciones intermedias a ácidas ($\text{SiO}_2=60-70$ wt.%), carácter calco-alcalino, y patrones normalizados respecto al manto primordial con marcadas anomalías de Nb-Ta y Ti sobre todo el rango de sílice. El predominio de rocas tonalíticas y cuarzo-dioríticas de contenidos bajos y medios en K, con volúmenes significativos de gabros y dioritas, y concentraciones bajas de LILE sugiere que el arco fue relativamente inmaduro. Las rocas plutónicas contemporáneas que no presentan las anomalías de Nb-Ta y Ti (es decir, rocas de no arco) derivan de tanto una fuente mantélica sin contaminación cortical, como de un precursor máfico que carece de estas anomalías. Las composiciones metalumínicas, la mineralogía con anfíbol como máfico, y la común presencia de enclaves ígneos microgranudos, indica una derivación de las unidades plutónicas de fuentes infracorticales (Chappell y Stephens, 1988). Los datos isotópicos permitirán comparar y correlacionar estas fuentes mantélicas con las de las rocas volcánicas contemporáneas.

Sin embargo, las características geoquímicas de las rocas plutónicas ha permitido distinguir varios grupos de rocas plutónicas para el conjunto de los batolitos. El grupo de cumulos ultramáficos y gabronoríticos constituye complejos en los batolitos de Loma de Cabrera y Arroyo Caña, intruidos por las rocas máficas de tipo no arco (El Pino) y las rocas félsicas de arco tanto pobres como ricas en La. Estos complejos se interpretan como evidencia de la fraccionación intracortical de magmas mantélicos muy primitivos (alto Mg#). Las websteritas y gabronoritas presentan altos contenidos en MgO, patrones de HREE empobrecidos, anomalías de HFSE y contenidos de LILE propios de magmas toleíticos de arco, pero sin relación con las rocas plutónicas máficas de arco y no arco de los otros grupos, incluidas las hornblenditas. Por lo tanto, estos complejos son restos de un arco antiguo, primitivo en composición, y posiblemente relacionado con los estadios de inicio de la subducción en el Cretácico Inferior, sobre el que se edifican los estadios de magmatismo de arco e intraplaca posteriores.

Las rocas plutónicas máficas de tipo arco forman intrusiones de gabros piroxénicos y más frecuentemente hornbléndicos de composición toleítica de Jumunuco (89 Ma), Buena Vista y Loma de Cabrera (Loma Chacuey). Los gabros hornbléndicos de Jumunuco han proporcionado una edad de unos 89 Ma. Geoquímicamente se caracterizan por enriquecimiento en LILE y anomalías negativas de Nb-Ta (respecto a Th y La) y Zr-Hf, típicas de magmas relacionados con subducción, así como HREE generalmente planas. En general, estas rocas derivan de la fusión parcial de, esencialmente, un manto lherzolítico con espinela, fuertemente modificado por componentes procedentes de la lámina que subduce. Estos gabros deben estar relacionados genéticamente con las rocas volcánicas basálticas y andesíticas de la Fm Restauración.

Las rocas plutónicas máficas de tipo no arco poseen sin embargo características geoquímicas distintas, siendo similares a los basaltos enriquecidos en Nb de la Fm Restauración. Su edad no es clara, aunque las dioritas de El Pino del batolito de Loma de Cabrera han proporcionado una edad anterior a la de las rocas máficas de arco. Estas rocas derivan de fuentes mantélicas más profundas con granate, modificadas por componentes de la lámina que subduce. La ausencia de anomalías de Nb, Ta y Ti indica que se trata de una fuente mantélica relativamente enriquecida y similar a la de los gabros tipo La Cana y de las tobas de la Fm Constanza. Esta fuente es análoga a la del *plateau* Caribeño. Alternativamente, estos magmas están contaminados por rocas de la corteza inferior que carecen de esas anomalías, posiblemente rocas máficas del *plateau* Caribeño.

Gran parte de las rocas félsicas de los batolitos estudiados presentan un patrón de HREE empobrecido que asemeja al de las series Arcáicas de alto-Al TTG (es decir bajo Yb [$0,3 < Yb_N < 8,5$] y $La/Yb [5 < (La/Yb)_N < 150$; Martin, 1999). También, muchas rocas presentan las características del grupo de granitoides ricos en Ba-Sr de (Tarney y Jones, 1994), como altos contenidos absolutos en Sr (relativo a Rb) y Ba, bajos en Y, y anomalías positivas (Ba, Sr, Eu, P) y negativas (Th, Nb, Ti e Y) independientes del contenido en sílice en diagramas normalizados respecto al manto primordial. Drummond y Defant (1990) proponen detallados criterios para identificar magmas derivados de la lámina que subduce, cuyas características son similares a las series TTG y los granitoides de alto Ba-Sr, los cuales se atribuyen a la fusión de una fuente máfica con granate y hornblenda residual, más una fase titanada, pero sin plagioclasa residual.

Muchas de las rocas félsicas del batolito de El Rio (y de Macutico), cumplen estos criterios: altos contenidos de Al_2O_3 (>15 % a 70% de Si_2O), $Yb < 1,9$ ppm, $Y < 15$ ppm, $Nb < 10$ ppm,

Rb/Sr<0,15, Sr<300 ppm, Sr/Y>40 y (La/Yb)_{CN}>20. Gran parte poseen un patrón de elementos traza muy similar al propuesto para los fundidos derivados de la lámina, y a las rocas volcánicas adakíticas de la Fm Restauración que poseen una edad de 90 Ma similar (Escuder Viruete et al., 2008). Por lo tanto, gran parte de las rocas plutónicas y volcánicas félsicas de la Cordillera Central pueden representar fundidos parciales de rocas composicionalmente de tipo MORB (es decir, la lámina oceánica que subduce bajo el arco) con granate y anfíbol residual, pero no plagioclasa. Las condiciones P-T para generar estos fundidos son de 1,5 a 2,0 Gpa (50-60 km de profundidad) y 850-1150° C, propios de la facies eclogítica. Sin embargo, todos estos criterios no son cumplidos por todas las muestras. Por otro lado, muchas rocas félsicas se caracterizan por altos contenidos en MgO y CaO, similares a los de las andesitas ricas en Mg# de la Fm Restauración asociadas a las adakitas. Estas relaciones han sido interpretadas como reflejo de la interacción al ascender entre los fundidos de la lámina, la cuña de manto suprayacente (empobrecida o enriquecida) y componentes sedimentarios (Yogodzinski et al., 1995). Los escasos datos isotópicos Sr-Nd disponibles para las adakitas, basaltos ricos en Nb y andesitas ricas en magnesio, sugieren que la cuña de manto infrayacente al arco no estaba empobrecida (no fuente de N-MORB), sino que era relativamente enriquecida y similar a la de las rocas máficas de la Fm Constanza o el Complejo Duarte.

Por lo tanto, las rocas plutónicas del arco Cretácico Superior en el Dominio de la Cordillera Central se interpreta formaron por una combinación de fundidos de la lámina que subduce y la fusión parcial de la lámina de manto suprayacente. Este manto fue previamente enriquecido por eventos de pluma mantélica que dieron lugar a las unidades atribuidas al *Plateau* o meseta oceánica Caribeña.

Fig. 3.2.21 (páginas siguientes). (a y b) Diagramas de Wood (1980) para las rocas plutónicas máficas; y (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989).

Fig. 3.2.22. (a, b) Diagramas de TiO₂ frente al Si₂O y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce et al. (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990).

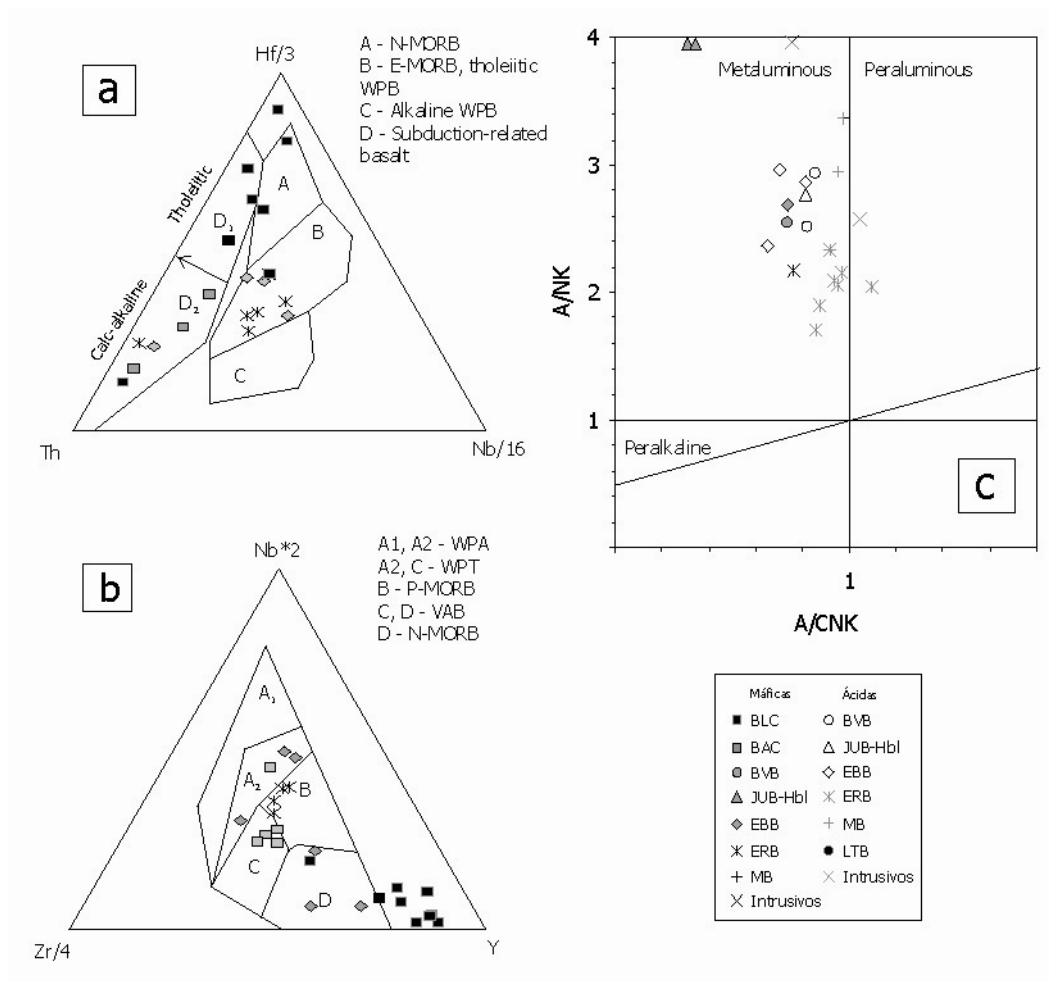
Fig. 3.2.23. (a, b, c, d, e, f, g y h) Diagramas de Fe₂O₃, Al₂O₃, (cumulados y gabronoritas), TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Nb y (La/Yb)_{CN} frente al MgO.

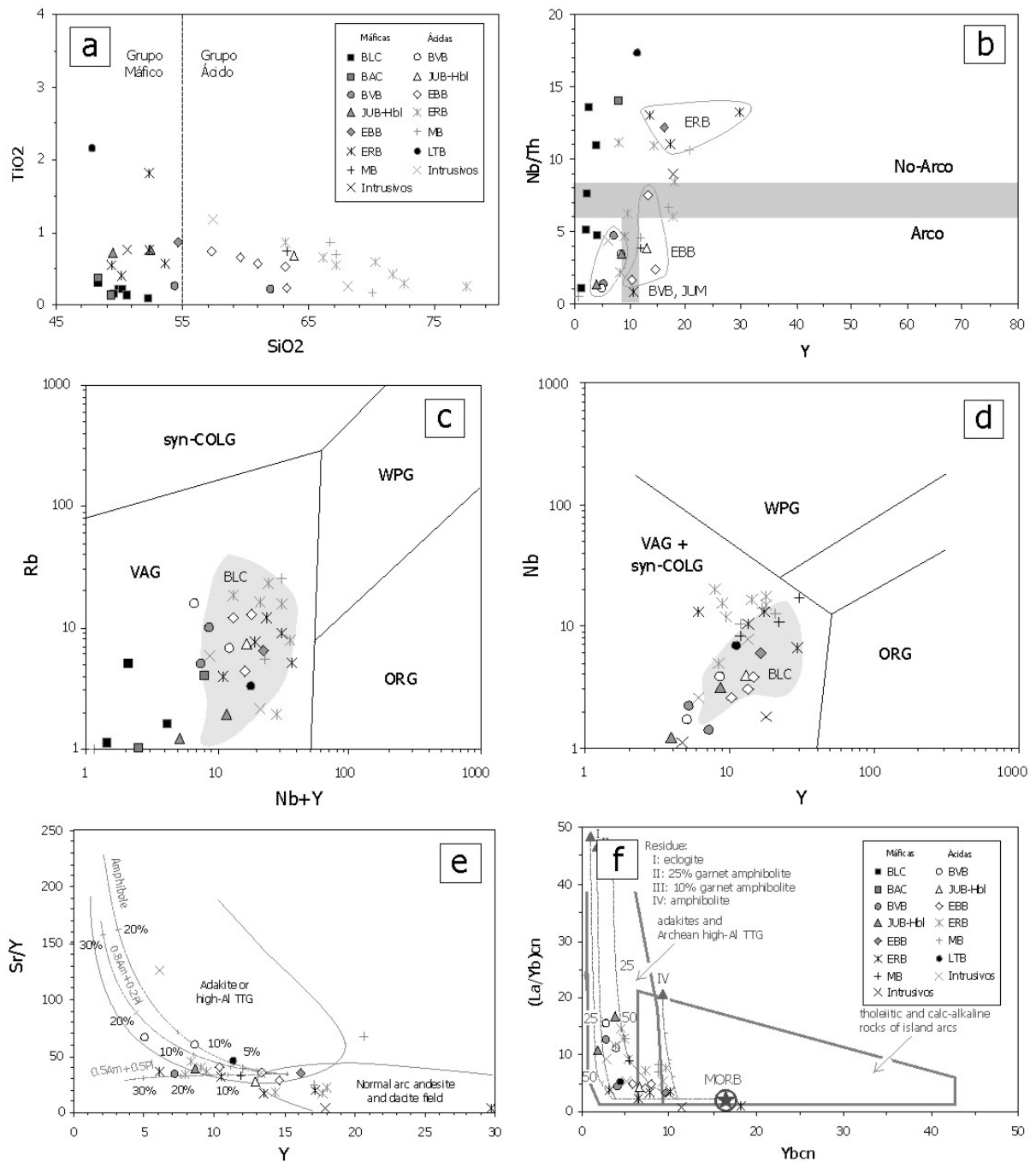
Fig. 3.2.24. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los cumulados ultramáficos, hornblenditas (cumulados), cumulados gabronoritas y noritas, y gabros de principalmente el batolito de Loma de Cabrera.

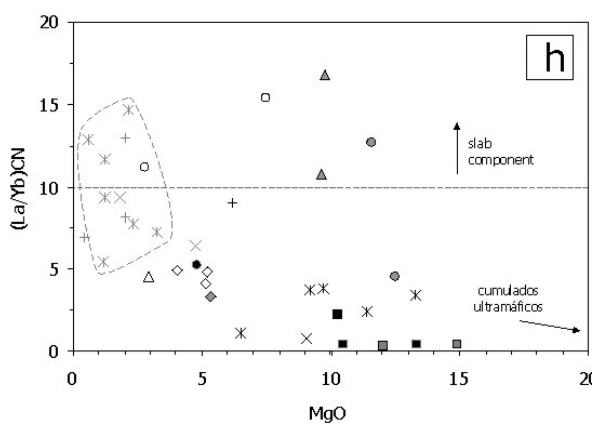
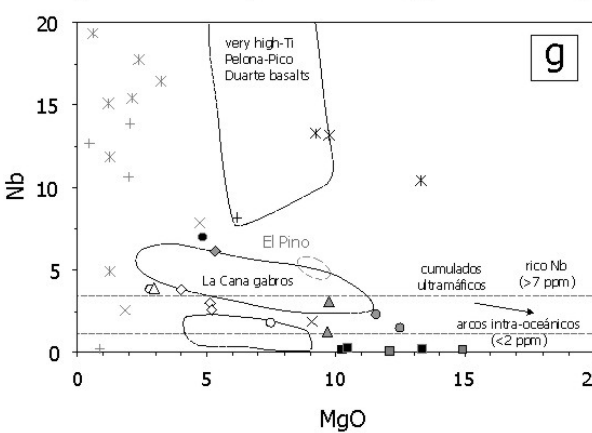
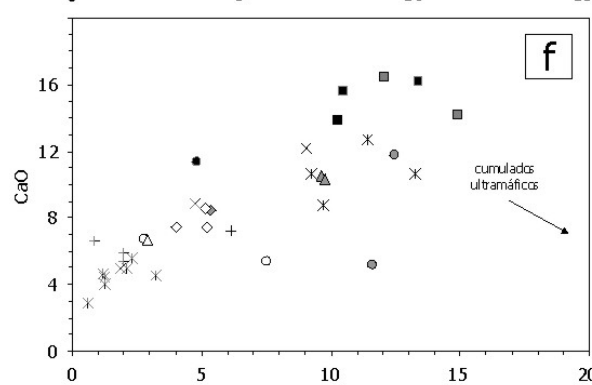
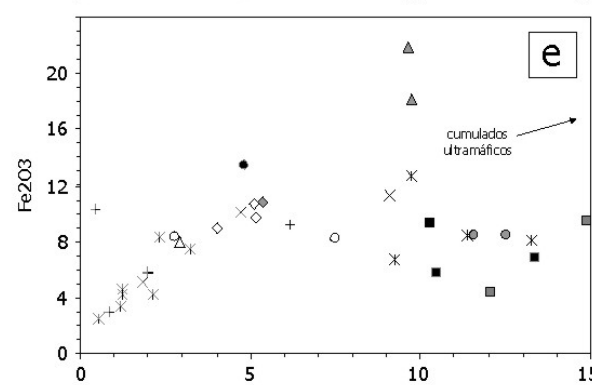
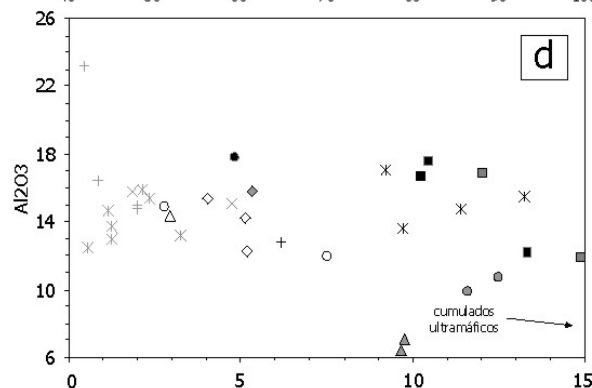
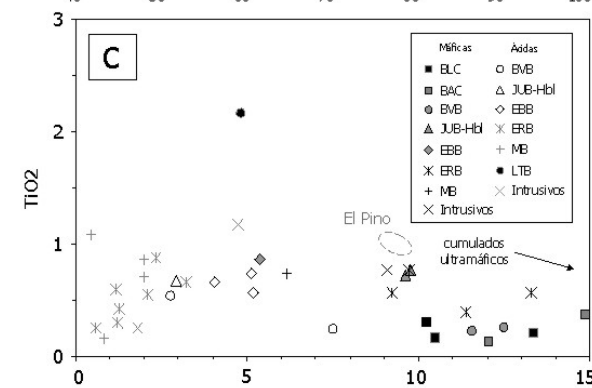
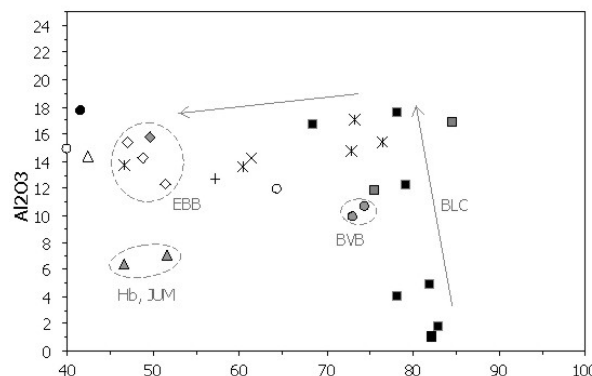
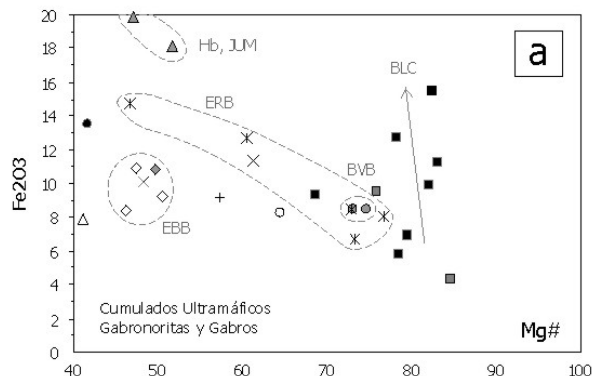
Fig. 3.2.25. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos de rocas plutónicas de los batolitos de Buena Vista, Jumunucu y El Bao, del bloque de Jarabacoa.

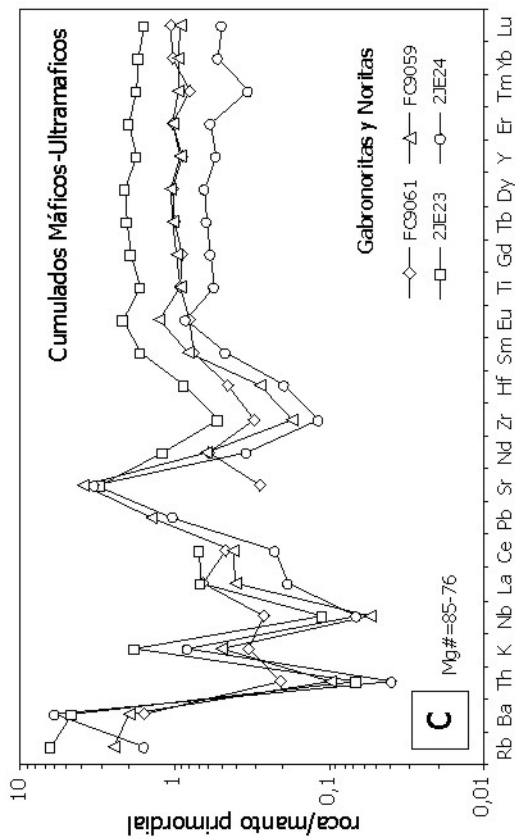
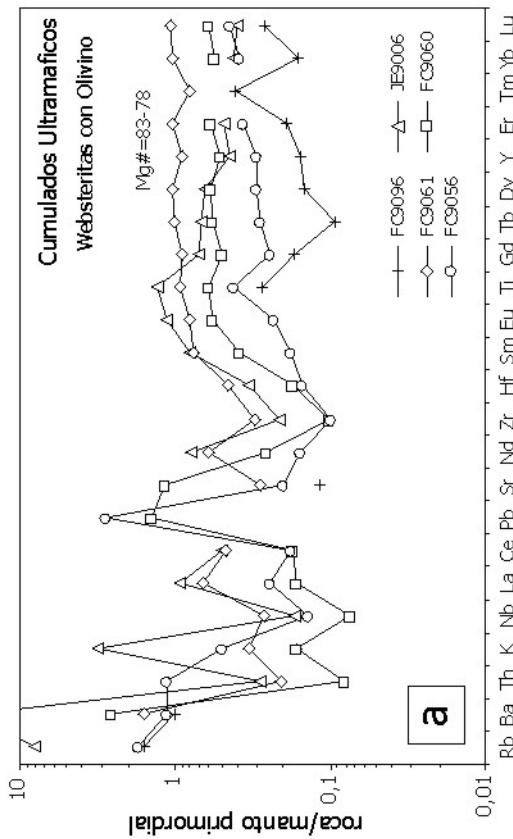
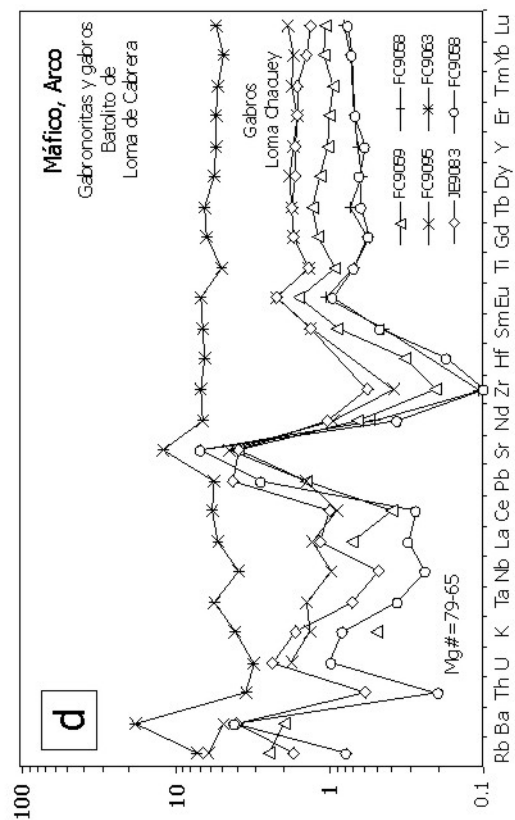
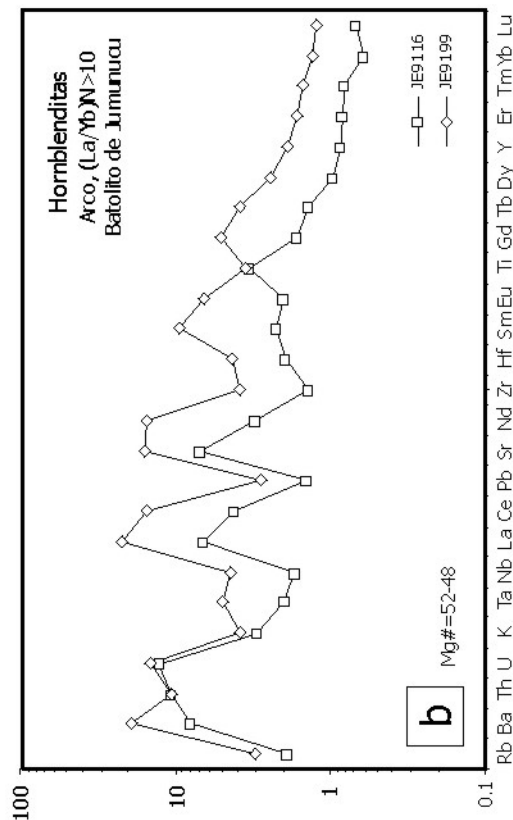
Fig. 3.2.26. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos de rocas plutónicas de los batolitos de El Río, Macútico y Loma del Tambor, del bloque de Jicomé.

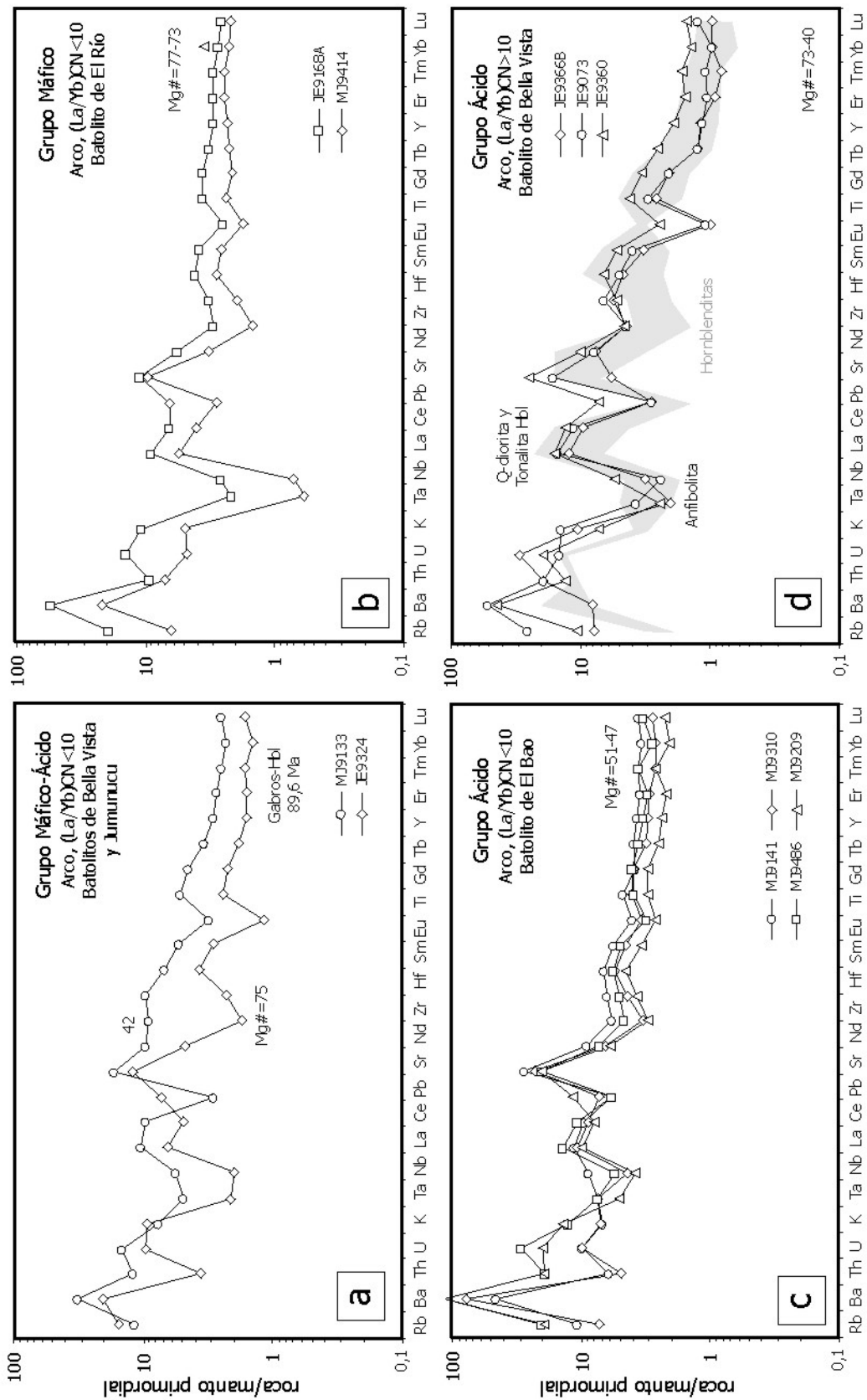
Fig. 3.2.27. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos de rocas plutónicas del batolito de Loma de Cabrera.

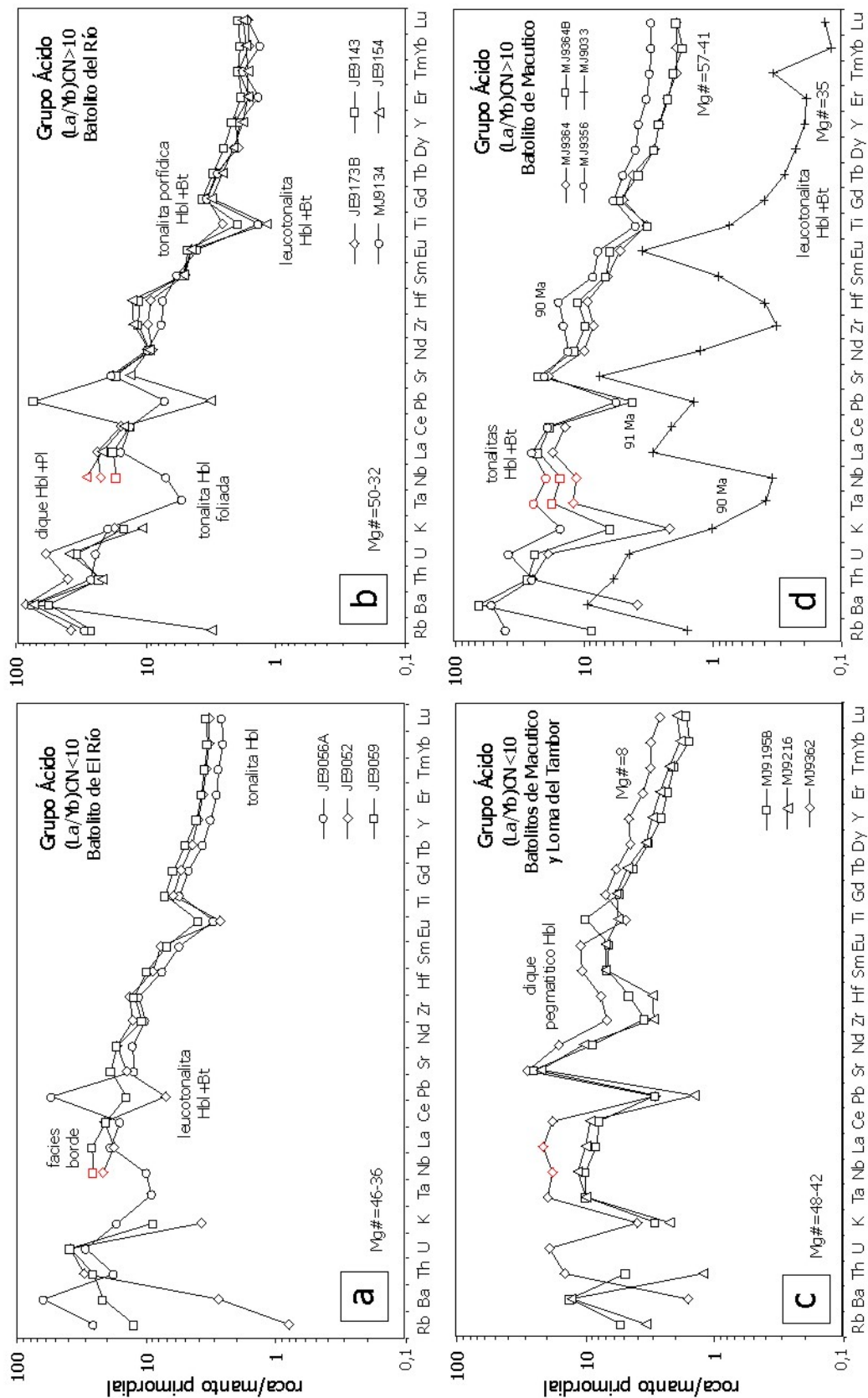


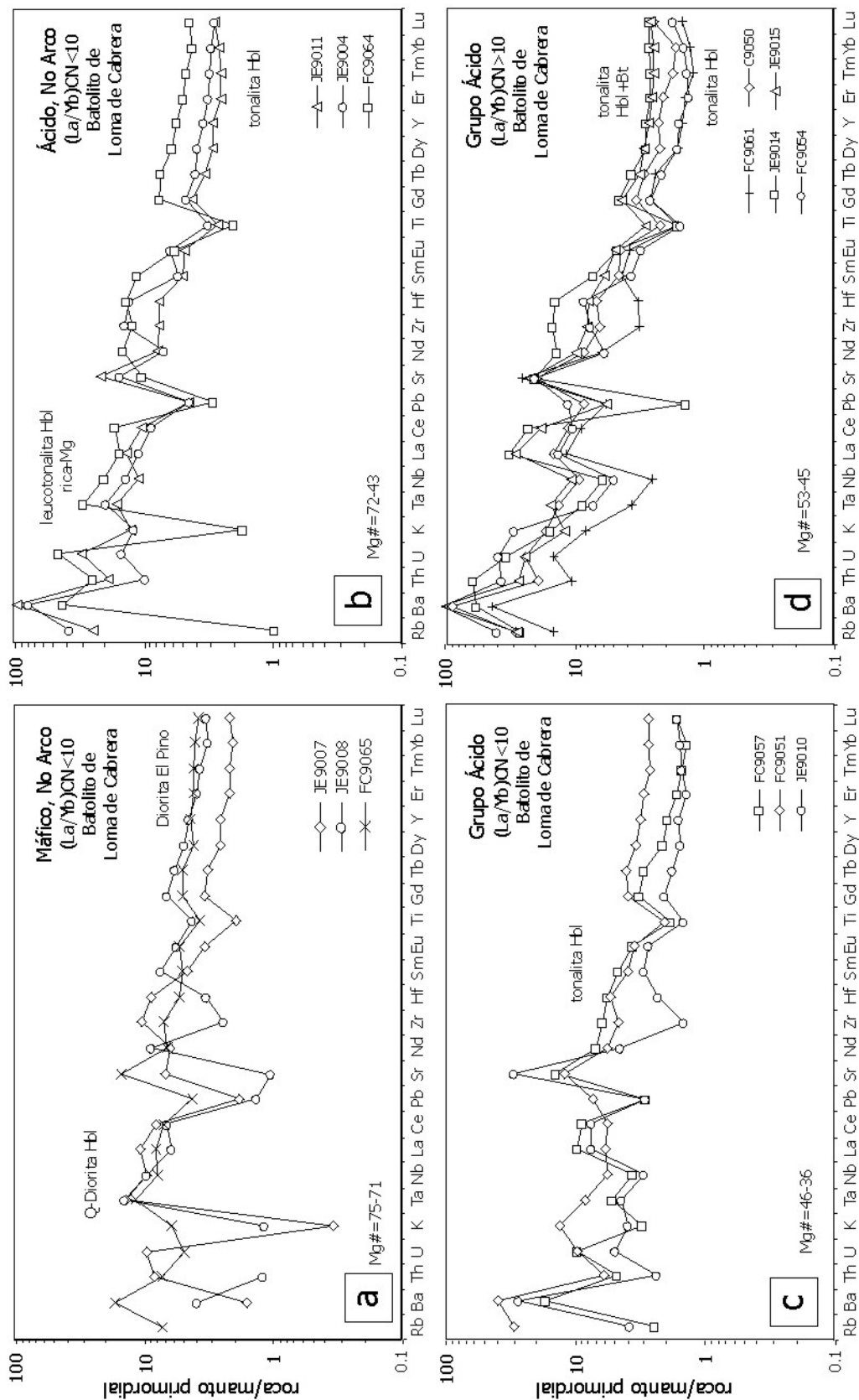












3.3. Geocronología

En el conjunto de Hojas que constituyen el Mapa a E. 1:100000 de La Vega se recogieron muestras para su análisis geocronológico mediante los métodos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los procedimientos analíticos seguidos se describen en los Informes de Friedman (2008) y Gabites (2010). La Tabla 3.1 recoge las principales características de dichas muestras.

Hoja	X	Y	Muestra	Unidad	Edad(Ma)	Error(Ma)	Método
La Vega	-70,5850	19,2187	6073IJE9803B	Peridotita Loma Caribe	96,2	8,1	Hbl, Plateau
Manabao	-70,9364	19,0328	6073IIIMJ9026	Pelona-Pico Duarte	90,91	3,78	WR, Plateau
Jarabacoa	-70,6928	19,1010	6073IIJE9262	Jumunuco	89,63	0,17	U-Pb en Zr
Jánico	-70,9659	19,2584	6073IVMJ9310	El Bao	88,4	1,6	Hbl, Plateau
Jarabacoa	-70,6180	19,0615	6073IIJE9143	El Rio	88,3	1,7	Hbl, Plateau
Manabao	-70,7518	19,1557	6073IIIMJ9133	Jumunuco	67,1	1,05	Hbl, no plateau
Manabao	-70,9958	19,0273	6073IIIMJ9034	Pelona-Pico Duarte	61,4	3,3	WR, Plateau
La Vega	-70,6772	19,2121	6073IJE9838B	Loma La Monja	27,8	2,9	WR, Plateau
Jarabacoa	-70,5697	19,1318	6073IIJE9360	Buena Vista			
Jarabacoa	-70,5527	19,1330	6073IIJE9365	Anfibolitas			
Jarabacoa	-70,5678	19,1611	6073IIJE9391A	Loma La Monja			
Jarabacoa	-70,5675	19,1594	6073IIJE9391C	Loma La Monja			
Jarabacoa	-70,7136	19,0760	6073IJE9868	Tireo			
La Vega	-70,5836	19,2216	6073IJE9803A	Peridotita Loma Caribe			
La Vega	-70,5674	19,1749	6073IJE9899	Peridotita Loma Caribe			
Jánico	-70,8868	19,1938	6073IVMJ9141	El Bao			
Jánico	-70,9013	19,3057	6073IVMJ9443A	Magua			
Manabao	-70,7814	19,0332	6073IIIMJ9134	El Rio			
Manabao	70,8394	19,0779	6073IIIMJ9382	Tireo			
Manabao	-	-	6073IVMJ9209	-			
Manabao	-	-	6073IVMJ9486	-			

3.3.1. Muestras Ar-Ar

A la fecha de redacción de la presente memoria, las muestras datadas por los métodos U-Pb en zircones y Ar-Ar en hornblenda, micas o roca total han sido (Fig.3.1; Tabla 3.1): microgabro de grano fino intrusivo en la Peridotita de Loma Caribe (6073IJE9803B), una tonalita de grano grueso, con hornblenda y biotita, del Batolito del Río (6073II9143), un cuarzo-gabro hornbléndico, del batolito de Jumunuco (6073IIJE9262), una tonalita/leucotonalita de grano grueso foliada, con hornblenda y biotita accesoria, del batolito de Jumunuco (6073IIIMJ9133), un basalto con olivino y clinopiroxeno microporfídico vesicular de la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte (6073IIIMJ9026), un basalto con olivino y augita afanítico de la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte (6073IIIMJ9034), y un basalto o andesita (6073IVMJ9310), y un basalto olivínico almohadillado (6073IJE9838B).

El microgabro de grano fino intrusivo en la Peridotita de Loma Caribe ha proporcionado una edad de $96,2 \pm 8,1$ Ma, definida por un Plateau de hornblenda. La tonalita foliada del Batolito del Rio ha proporcionado una edad de $88,3 \pm 1,7$ Ma definida por un *plateau* de hornblenda. El cuarzo-gabro hornbléndico han proporcionado del Batolito de Jumunucu ha proporcionado $89,63 \pm 0,17$ Ma, por el método U-Pb en zircones. La leucotonalita del Batolito de Jumunucu no ha proporcionado un *plateau* claro de hornblenda, pero los saltos de mayor temperatura definen una edad de $67,1 \pm 1,05$ Ma. El basalto microporfídico de la Fm Pelona-Pico Duarte ha proporcionado una edad de $90,91 \pm 3,78$ Ma mediante un *plateau* de roca total. Otro basalto afanítico de la misma formación ha proporcionado una edad de $61,4 \pm 3,3$ Ma. El basalto o andesita de Manabao ha proporcionado una edad de $88,4 \pm 1,6$ Ma mediante un *plateau* de hornblenda. Finalmente, el basalto olivínico almohadillado de la Asociación de Loma La Monja ha proporcionado una edad de $27,8 \pm 2,9$ Ma.

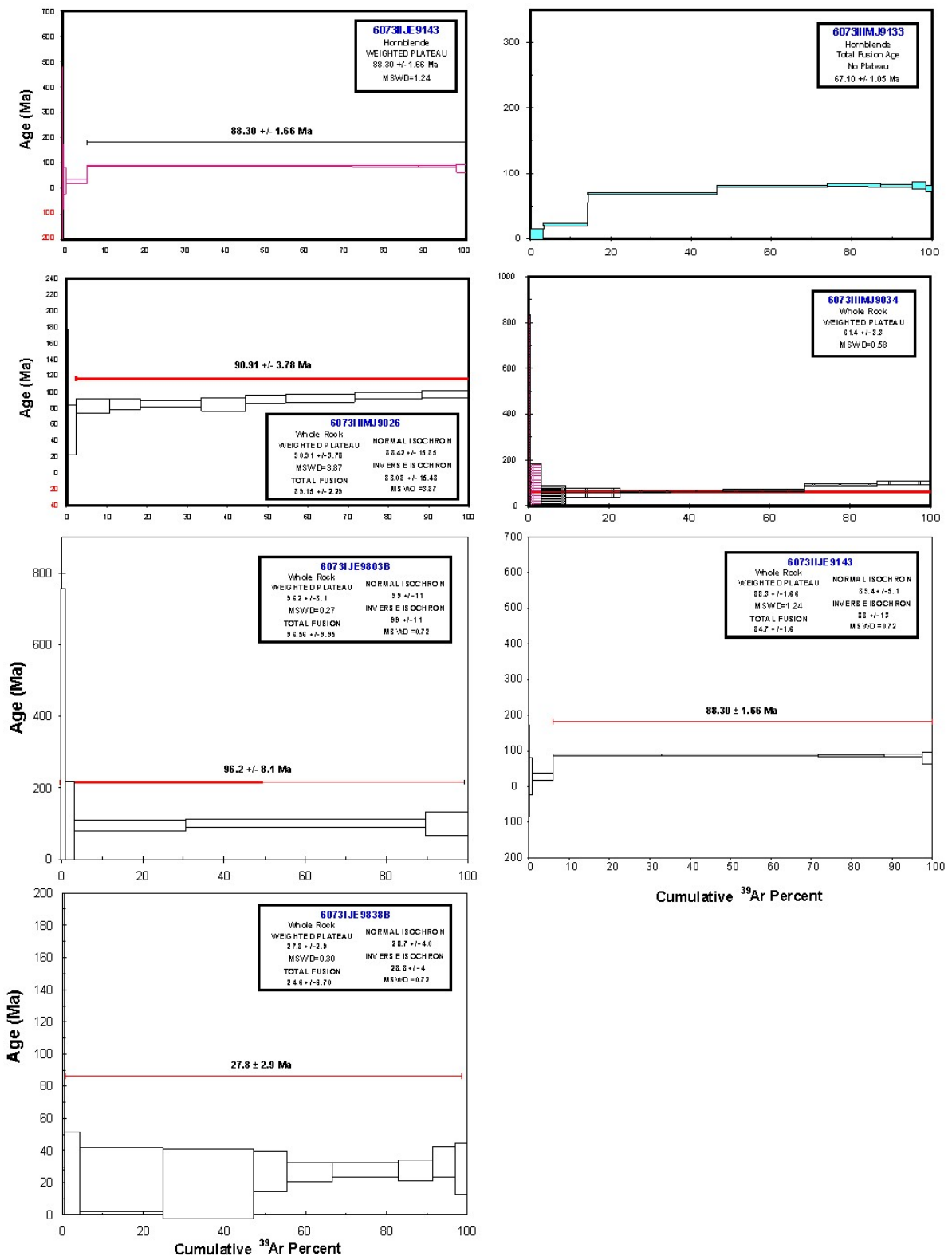


Fig. 3.1. Diagramas de calentamiento incremental para las muestras datadas por el método Ar-Ar en hornblenda y roca total.

4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

4.1. Macroestructura regional

La geología de la Hoja de Jarabacoa está compuesta por dos elementos: (1) un complejo volcánico-plutónico y metamórfico; y (2) un grupo de formaciones superficiales siliciclásticas de edad Cuaternario, que se disponen subhorizontales sobre el complejo y las unidades paleógenas

Macroestructuralmente el conjunto volcánico-plutónico y metamórfico aflorante en la Hoja de Jarabacoa pertenece al dominio de la Cordillera Central (o *Meddian Belt* de Bowin, 1975; Palmer, 1979; Lewis et al., 1991; Lewis y Jiménez, 1991). La estructura interna del dominio de la Cordillera Central se caracteriza por varias zonas de falla de dirección NNO-SSE a ONO-ESE y gran escala (Fig. 4.1): La Meseta, Río Guanajuma, Hato Viejo y Bonao-La Guácara. Estas zonas de falla limitan tres dominios corticales o bloques tectónicos, denominados (Escuder-Virquete et al., 2008): Jicomé, Jarabacoa y Bonao.

La Hoja de Jarabacoa se reparte entre los dominios de Jicomé al sur y de Jarabacoa al norte, a nivel de la zona de falla de Bonao-La Guácara (Fig. 4.1 y 4.2; Tabla 4.1). Esta gran macroestructura gira en orientación de ONO-ESE en el sector este de la Hoja, a O-E en el sector central y occidental, cambiando a una dirección ONO-ESE más al oeste en la vecina Hoja de Manabao. La zona de Falla de Bonao-La Guácara constituye una falla inversa de medio a alto ángulo de buzamiento al sur, de bloque levantado meridional, y con un movimiento senestro en la horizontal. Su traza corta cartográficamente de forma oblicua tanto a las estructuras dúctiles del bloque de Jarabacoa septentrional, como a los contactos entre unidades litológicas de edad Campaniense Superior-Maastrichtiense en el bloque de Jicomé meridional. Por lo tanto, su movimiento es Terciario y como indica el desarrollo relacionado de abanicos aluviales continúa en el Cuaternario.

Tanto a lo largo de las zonas de falla de gran escala como en el interior de los bloques que limitan, en el dominio de la Cordillera Central intruyen de manera sin- a tardicinemática respecto a la deformación dúctil principal, el grupo de batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, Macutico, Jumunucu-Buena Vista y Arroyo Caña, principalmente en el intervalo Coniacense-Santoniense (90-84 Ma; Escuder Virquete et al., 2006).

El bloque de Jicomé está limitado al norte por la zona de cizalla de La Meseta (Joubert et al., 2004) y al sur por la zona de falla de San Juan-Restauración (Fig. 4.1 y 4.2). La zona de

cizalla de La Meseta posee una dirección NO-SE en las Hojas de Diferencia y Manabao, donde estructura la zona de contacto del batolito de Jumunucu, hasta quedar cortada por la zona de Falla de Bonao-La Guácara. En las anfibolitas blastomiloníticas de la zona de falla intruye de forma sincinemática una tonalita con hornblenda foliada a ~88 Ma (U-Pb, zircones; Joubert et al., 2004), que es consistente con la edad de ~90 Ma (U-Pb, en zircones) que ha proporcionado una muestra de gabros foliados del batolito de Jumunucu (Escuder-Viruete et al., inédito). Las edades de enfriamiento Ar-Ar obtenidas en varias muestras indican que la zona de cizalla de La Meseta funcionó en el intervalo (88-74 Ma; Escuder-Viruete et al., 2006). Por lo tanto, la deformación en el bloque tuvo lugar principalmente durante el Coniaciense-Santonense (90-84 Ma), extendiéndose probablemente hasta al Campaniense Medio (77-74 Ma).

En las Hojas de Jicomé y Manabao y siguiendo la traza de la zona de Falla de Bonao-La Guácara, intruye el batolito tonalítico de Loma del Tambor, datado a ~88 Ma (U-Pb, en zircones; Joubert et al., 2004). Como la fábrica magmática es subparalela a la fábrica metamórfica del encajante, el batolito intruyó de forma sincinemática. Esta relación sugiere que zona de Falla de Bonao-La Guácara retrabaja en este sector una zona de cizalla de edad Cretácico Superior, a favor de la cual intruyeron los batolitos tonalíticos. De manera sincrónica con la deformación regional, en el bloque también intruyeron el batolito de Macutico a ~90 Ma (U-Pb en zircones; Joubert et al., 2004) y el batolito de El Bao (pre-74 Ma; Ar-Ar en dique máfico tardío).

El bloque de Jarabacoa está limitado por las zonas de falla de La Española y Hato Viejo por el norte y las zonas de cizalla de La Meseta y Bonao-La Guácara por el sur (Fig. 4.1, 2 y 3). Las principales macroestructuras del bloque son la zona de cizalla ONO-ESE a NO-SE del Río Guanajuma y una rama de la zona de cizalla de La Meseta, que define un sigmoide cartográfico de dirección O-E. Ambas macroestructuras desarrollan cinturones de rocas anfibolíticas máficas de potencia kilométrica, penetrativa fábrica plano-linear y con texturas frecuentemente blastomiloníticas (Fig. 4.4). Estas zonas de cizalla conectan en el sector NO de la Hoja de Jarabacoa y controlan el emplazamiento y deformación de los batolitos de Jumunucu y Buena Vista. La zona de cizalla del Río Guanajuma continúa más al SE en la Hoja de Fantino, aunque resulta truncada a bajo ángulo por la zona de falla de Bonao-La Guácara. Las edades *plateau* Ar-Ar obtenidas en hornblendas de anfibolitas foliadas pertenecientes a la Zona de Cizalla de Guanajuma son de $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma (Escuder-Viruete et al., 2007), e indican la existencia de una deformación dúctil en el bloque de Jarabacoa ya en el Cenomaniense.

Por otro lado, el contacto entre el Complejo Duarte y la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja y el Chert de El Aguacate, es también un límite estructural caracterizado por una zona de cizalla subvertical, de movimiento senestro, y de carácter dúctil-frágil a frágil, localmente jalonada por lentejones de serpentinitas. La zona de falla de La Española posee una orientación NO-SE en la Hoja de La Vega, y yuxtapone las peridotitas serpentinizadas de Loma caribe con los esquistos de la Fm Amina-Maimón, pertenecientes a otro dominio estructural. Sin embargo, la zona de falla de La Española gira hacia el oeste a una dirección ONO-ESE, y trunca cartográficamente las estructuras geológicas en el bloque de Jarabacoa por el norte (Fig. 4.1). Su presencia bajo los sedimentos Terciarios puede ser también deducida a partir de la forma de las anomalías magnéticas.

Los materiales del Grupo Tavera rellenan cuencas sedimentarias discordantes sobre los materiales de los diversos bloques tectónicos yuxtapuestos. Esto indica que la estructura dúctil principal en el dominio de la Cordillera Central y la yuxtaposición de los bloques fue post-Maastrichtiense y pre-Eoceno Medio/Superior, que es la edad de la base de la Fm Los Velázquez. Sin embargo, como indican las fallas que afectan al Grupo Tavera, la zona de Falla de La Española ha sido reactivada durante la deformación frágil Eoceno Superior-Oligoceno, y durante el levantamiento de la Cordillera Central que tuvo lugar desde el Mioceno hasta la Actualidad (Contreras et al., 2004).

Finalmente, la estructura general de la Hoja de Jarabacoa está dominada por numerosas fallas frágiles de movimiento reciente, expresión morfológica e incluso con sismicidad asociada. Estas fallas son desgarres subverticales de dirección NE-SO a ENE-OSO y movimiento transcurrente senestro, que definen un sistema geométrica y cinemáticamente relacionado con un cizallamiento frágil transcurrente senestro. En este sentido, el bloque de Jarabacoa está siendo deformado actualmente por un sistema Riedel senestro de fallas ONO-ESE a O-E de longitud kilométrica, al situarse entre las zonas de falla de la Española y de Bonao-La Guácara, con las que cartográficamente conectan. La formación y relleno de la cuenca intramontañosa de Jarabacoa está relacionada con el funcionamiento de este sistema de fallas durante el Cuaternario. Sin embargo, la acción erosiva de los ríos Yaque del Norte y Camú ya ha iniciado su vacío erosional.

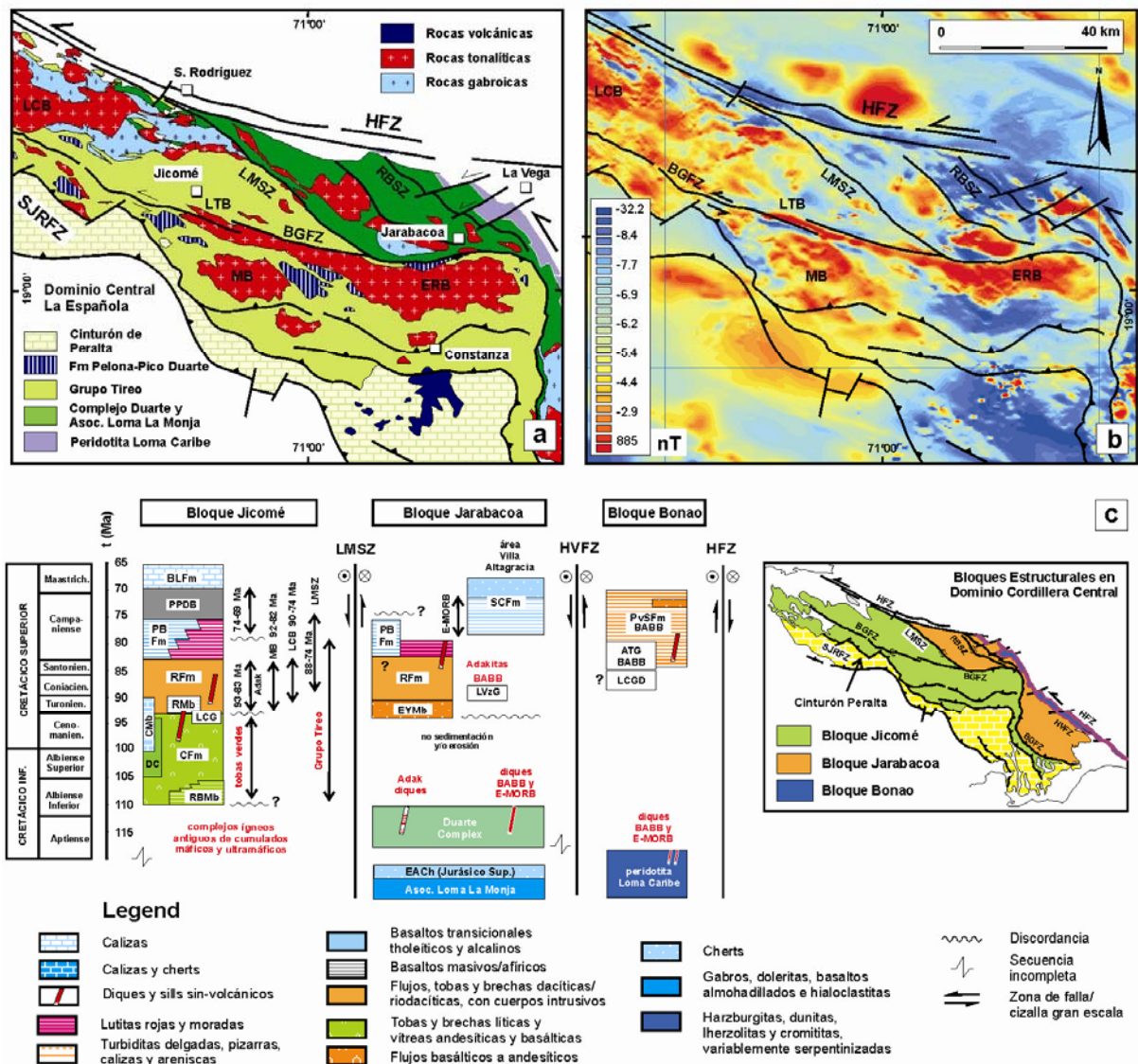


Fig. 4.1 (arriba). (a) Mapa geológico esquemático de la Cordillera Central; (b) Mapa magnético esquemático de la Cordillera Central con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras; (c) Secuencia tectonomagnética esquemática de los bloques estructurales del Dominio de la Cordillera Central. RBMb, Miembro Río Blanco; CFm, Formación Constanza; DC, Miembro Chert Dajabón; CMb; Miembro Chert Constanza; RFm, Formación Restauración; LCG, Gabros de La Cana; PBFm, Formación Peña Blanca; BPPD, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; BLFm, Formación Bois de Lawrence; EYmb, Miembro El Yujo; LVzG, Gabros de Los Velazquitos; SCFm, Formación Siete Cabezas; LCGD, gabros/doleritas intrusivos en Loma Caribe. Rangos de edades en los bloques de Jicomé y para LVzG y LCG son de Escuder Viruete et al., (2006a, 2007b, 2008) y Joubert et al. (2004). Adak, adakitas; MB, batolito de Macutico; LCB, batolito de Loma de Cabrera; LMSZ, zona de cizalla de La Meseta; HMA, andesitas ricas en Mg; NEBA, basaltos y andesitas ricas en Nb; BABB, doleritas y gabros de tipo back-arc basin. Las abreviaciones del recuadro son: SFZ= HFZ, zona de falla de La Española; BGFZ, zona de falla de Bonao-La Guácara; SJRFZ, zona de falla de San José-Restauración; zona de cizalla de La Meseta (LMSZ), zona de falla de Río Guanajuma (RGSZ) y zona de falla de Hato Viejo (HVFZ).

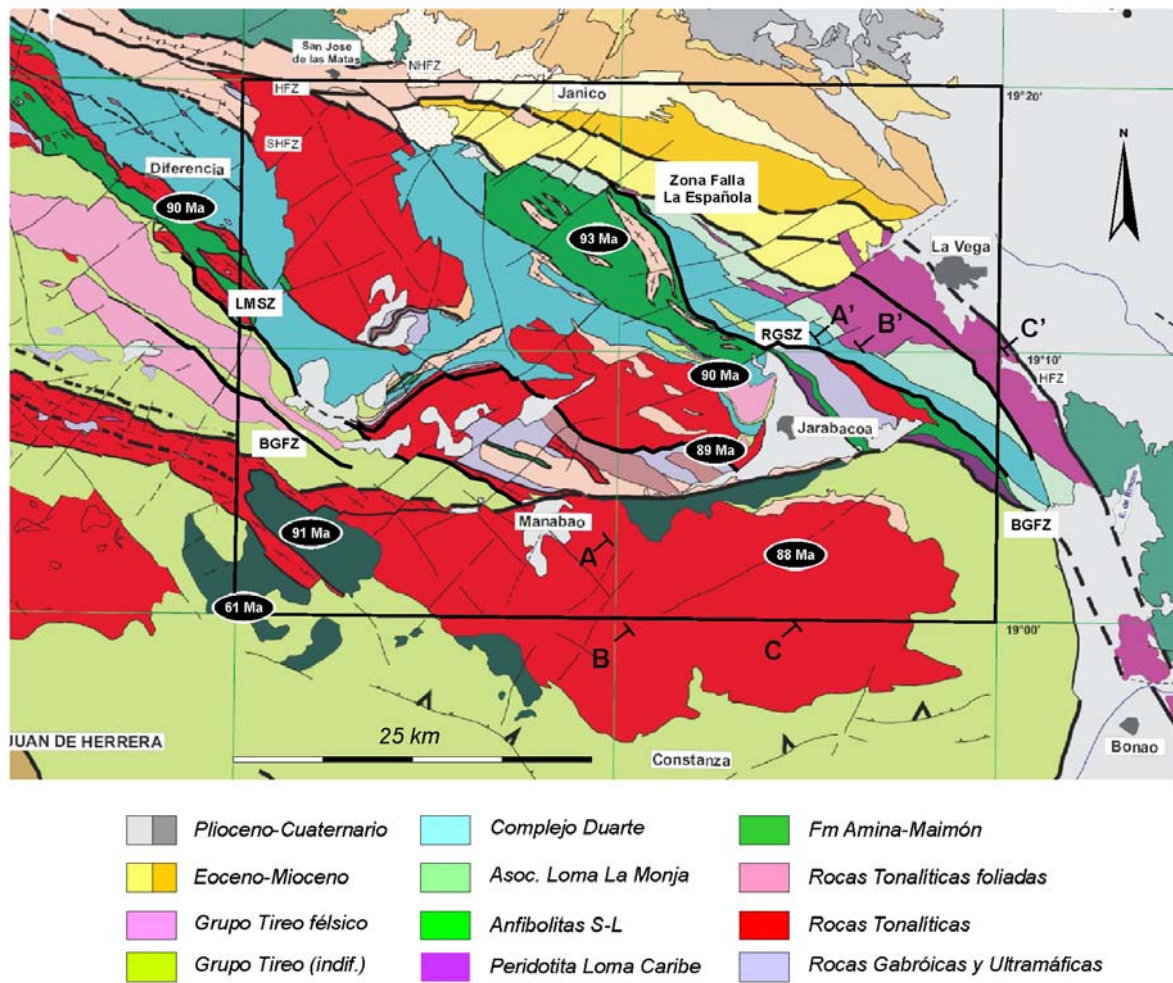
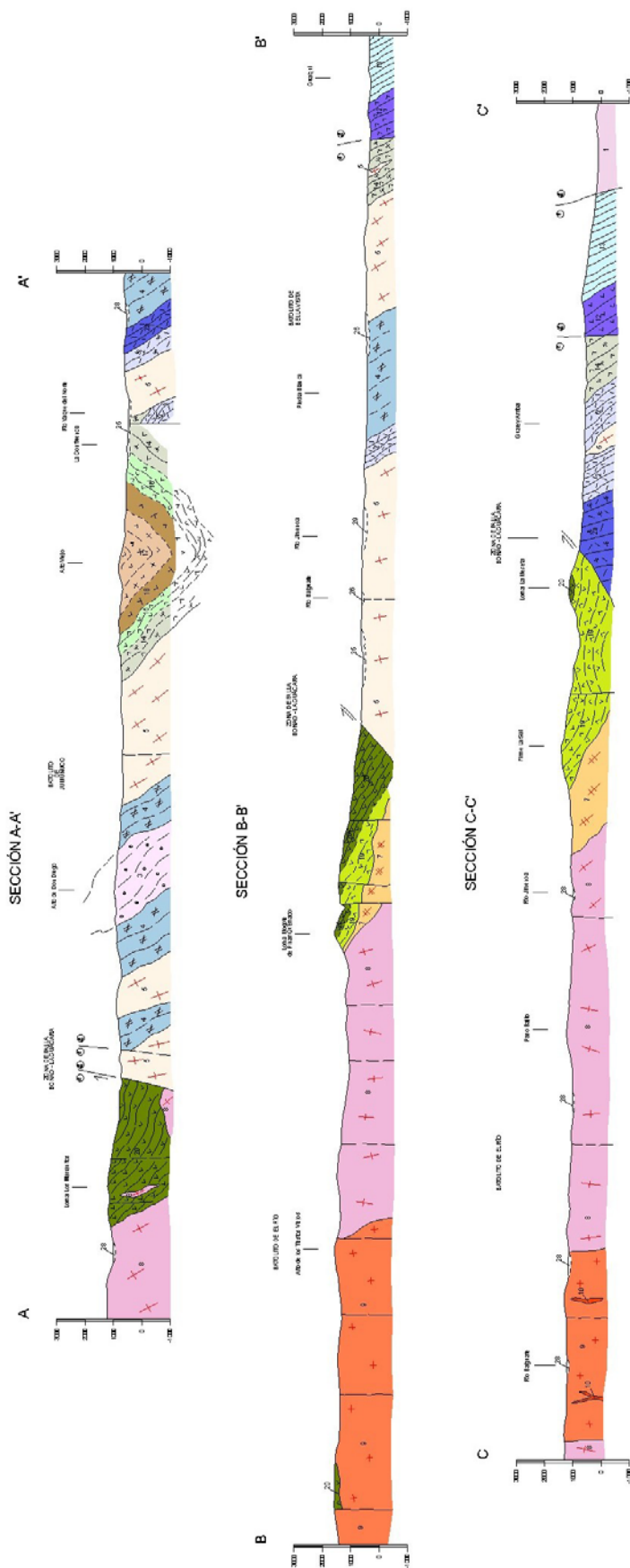


Fig. 4.2. Mapa geológico esquemático de la Hoja E. 1:100000 de La Vega con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras, así como algunas de las edades geocronológicas para ellas obtenidas. Abreviaciones como en la figura anterior.

Fig. 4.3 (página siguiente). Cortes geológicos esquemáticos de la Hoja E. 1:50000 de Jarabacoa. La situación de los Cortes geológicos está indicada en la figura anterior.



UNIDAD	DESCRIPCIÓN
INDUCIDO	29 Tezacas bajas o llanas de inundación.
CUTERNANCO	30 Arenas y arenas
	27 Colinas Erietas, arenos y arenillas
	25 Abanicos al rededor de Erietas, bloques
	26 Arenas y arenas
	24 Tezacas altas, arenos y arenas
	23 Oblas antiguo de campo, Arenas con cardos y arillas
	22 Arenas y arenas
	21 Abanicos al rededor de Erietas, arenos y arenas con cardos y arillas
	20 Fajas de arenas y arenas
	19 Arenas y arenas
CRETICO	18 Grupo Tira, Sector Norte, Fm. Risaubación
	17 Grupo Tira, Sector Norte, Fm. Risaubación
	16 Grupo Tira, Sector Norte, Fm. Risaubación
	15 Grupo Tira, Sector Norte, Fm. Risaubación
	14 Grupo Tira, Sector Norte, Fm. Risaubación
JURASICO	13 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
	12 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación

UNIDAD	DESCRIPCIÓN
1	1 Peridotitas, hornblendas, hornblendas y hornblendas, con intrusiones gabbros y dioritas
2	2 Arillos de hornblenda y hornblendas (3) Hornblendas
3	3 Cumulados ultrabásicos (melilititas y peridotitas) y hornblendas
4	4 Gabbros y dioritas foradas
5	5 Hornblendas con hornblendas y hornblendas
6	6 Peridotitas con hornblendas y hornblendas
7	7 Laudo de hornblenda, hornblendas, hornblendas y hornblendas

UNIDAD	DESCRIPCIÓN
8	8 Trazas hornblendas y hornblendas, de gran tamaño (fajas con)
9	9 Diques de cuarzo
10	10 Leucocratas y leucocratas blancos, micro granitos, apilas
11	11 Leucocratas hornblendas, de gran tamaño
12	12 Placas silíceas con referencias de metaconcreción
13	13 Placas silíceas con referencias de metaconcreción
14	14 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
15	15 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
16	16 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
17	17 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
18	18 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
19	19 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
20	20 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
21	21 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
22	22 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
23	23 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
24	24 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
25	25 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
26	26 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
27	27 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
28	28 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación
29	29 Compañía, Sector Norte, Fm. Risaubación

Tabla 4.1. Eventos estructurales en la Cordillera Central, sector Manabao-Jarabacoa

<i>Evolución Tectónica</i>	<i>Unidad</i>	<i>Estructuras y Fábricas</i>	<i>Características</i>	<i>Metamorfismo</i>	<i>Edad</i>
D0	Chert Aguacate	Pliegues asimétricos e isoclinales Dp-1	Enclaves de chert plegados pre-Complejo Duarte	-	pre-gabros Los Velázquez
D1	Zona de Cizalla de Guanajuma	Fábrica plano-linear Sp-Lp. Pliegues y boudinage asimétricos	Deformación no-coaxial sin-metamórfica	M1, sin- y tardi-D1. Anfibolitas media/baja-P	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar Hbl de 93,9±1,4 y 95,8±1,9 Ma (Cenomaniense)
D1	Zona de Cizalla de La Meseta	Fábrica plano-linear Sp-Lp. Porfiroclastos, pliegues y boudinage asimétricos	Deformación no-coaxial sin-metamórfica	M1, sin- y tardi-D1. Anfibolitas media/baja-P	U-Pb en Zr de 87,9±1,0 Ma (Coniacense-Turonense),
	Zona de Cizalla de Guanajuma	Sills concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos	Los sills son concordantes con la Sp del Complejo Duarte. Geoquímica no-arco	-	
	Intrusiones Batolitos El Bao, Jumunucu y Buena Vista	Fábricas magmáticas plano-lineares Sm-Lm y subsólidos deformativas Sp-Lp	Intrusiones concordantes a lo largo zonas de cizalla. Geoquímica arco y no-arco	M1, sin-, tardi- y post-D1. Anfibolitas media/baja-P	Entre 92 y 74 Ma.
	Láminas leucotonalitas Hbl foliadas	Sm-Lm y Sp-Lp	Intrusiones concordantes a lo largo zonas de cizalla. Geoquímica arco.	-	id.
Sin- a tardi-D1	C. Duarte y G. Tireo	Deformación heterogénea. <i>Shear bands</i>	ECC escala cm a m. Sp rota en planos cizalla indicando desplazamiento normal	M1, esquistos verdes baja-T	
D2	C. Duarte y G. Tireo	Esquistosidad de crenulación Sp+1 y Lp+1 Pliegues tardíos	Desarrollo zonas charnela y local Deformación frágil	M2, esquistos verdes baja-T Sin blastesis clara	
		Antiformes y sinformes regionales tardíos	Estructuras menores. Fracturación	pliegan Sp, contactos e isogradas M1	
D3	Intrusión diques máficos	Intruyen concordantemente zona cizalla tardía batolito El Río	Geoquímica OIB similar a los BPPD	dúctil-frágil	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar de 79,4 Ma
	Intrusión pervasiva magmas máficos	Extrusión discordante sobre sustrato? Enclaves tonalitas	Fm Pelona-Pico Duarte. Geoquímica E-MORB a OIB	dúctil-frágil a frágil	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar de 79,4 y 69 Ma (Campaniense Sup. a Maastrich).
D4. Zona Falla La Española	Trunca estructuras dominio Cord. Central	Zonas de falla sinestrales y sistemas de fracturas subverticales	Cataclasis	sin blastesis	post-Maastrich. y pre-Eoceno Sup. Reactivación Terciaria
D5. Zona Falla Bonao-La Guácara	Fracturación regional	Familias fallas conjugadas NE-SO a ENE-OSO y ONO-ESE a O-E	Sistemas de Riedel senestros gran escala. Sismicidad	sin blastesis	Terciario-Cuaternario

4.2. Mesoestructuras e Historia Deformativa

Para obtener la historia deformativa del sector de la Cordillera Central enmarcado por la Hoja de Jarabacoa se realizaron estudios estructurales a la mesoescala, tanto en las zonas de contacto como en el interior de todas las unidades e intrusiones que constituyen el complejo metamórfico del complejo metamórfico, así como en la cobertera de rocas sedimentarias Terciarias. En base principalmente a los criterios de superposición de macro y mesoestructuras y a las relaciones microestructurales de las paragénesis minerales relacionadas, en la zona estudiada se han reconocido grupos de estructuras dúctiles y frágiles, relacionables con cinco eventos deformativos principales (D1-D5), así como evidencias de un evento deformativo anterior (D0).

En la descripción que sigue a continuación, los datos de mesoestructuras son presentados en términos de los eventos deformativos dúctiles D1 y D2, el dúctil-fragil D3, y los frágiles D4 y D5 tardíos. Estos eventos deformativos son definidos y descritos en la Tabla 4.1. Las Figs. 4.5 a 4.11 incluyen la proyección estereográfica de elementos estructurales característicos de cada evento deformativo, los cuales son brevemente descritos a continuación.

4.2.1. Deformación D0

La deformación D0 sólo está preservada en enclaves de Chert del Aguacate incluidos en las rocas basálticas y picríticas del Complejo Duarte, o en intrusiones gabroicas o basálticas temporalmente posteriores. Consisten en un conjunto de pliegues asimétricos y más bien concéntricos, algo disarmónicos, desarrollados en la serie sedimentaria de cherts bandeados a la escala centimétrica. La edad de esta deformación es pre-Complejo Duarte (>93 Ma), probablemente Cretácico Inferior.

4.2.2. Deformación D1

La deformación D1 está relacionada con la estructuración y funcionamiento de zonas de cizalla dúctil de escala kilométrica, sin-metamórficas, que dan lugar a la formación de bandas de rocas ortoanfibolíticas. Las principales zonas de cizalla identificadas son la de La Meseta y la de Guanajuma. En estas zonas de cizalla, las principales mesoestructuras son una fábrica plano-linear principal Sp-Lp, muy penetrativa y generalmente de carácter blastomilonítico; pliegues Dp isoclinares, de flancos frecuentemente cizallados o rotos, de geometría similar; estructuras porfiroclásticas a todas las escalas; y boudinage asimétrico de la foliación. La Sp-Lp es a menudo una fábrica compuesta milonítica S-C de tipo II (Lister y

Snoke, 1984) de relativa alta-T. Todas estas estructuras indican que la deformación D1 fue no-coaxial y consistió en un cizallamiento dúctil sin-metamórfico.

La foliación Sp en las anfibolitas presenta una dirección NO-SE y ángulos de buzamiento medios (30-60°) al NE y subordinadamente al SO. En el diagrama de densidad los polos se ajustan a un círculo mayor cuyo polo posee una orientación N313°E y 5° de inmersión al NO, que coincide con la dirección de plegamiento subhorizontal D2 responsable de las antiformas y sinformas D2 regionales. La lineación de estiramiento mineral Lp del anfíbol, visible en los planos Sp, S o C es predominantemente NO-SE a NNO-SSE, graduando a O-E y NE-SO (Fig. X), con ángulos de inmersión bajos (<30°). La dispersión de los polos de Lp es también compatible con el plegamiento de dirección NO-SE de D2.

El metamorfismo asociado, M1, fue temporalmente de sin- y tardi-D1, y desarrolló asociaciones minerales propias de la facies de las anfibolitas de media y baja-P, así como de los esquistos verdes. La deformación debió ser algo heterócrona en cada zona de cizalla, ya que las anfibolitas de la zona de cizalla de Guanajuma han proporcionado edades Ar-Ar en hornblendas paralelas a la Lp de $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma (Cenomaniense; Escuder-Viruete et al., 2007); y las intrusiones de tonalitas con hornblenda foliadas y concordantes con la Sp en la zona de cizalla de La Meseta han proporcionado una edad U-Pb en zircones de $87,9 \pm 1,0$ Ma (Coniacense-Turonense).

Aparentemente, la deformación D1 fuera de las zonas de cizalla de gran escala, que se localizan en los niveles estructurales más bajos, resulta espacialmente muy heterogénea y fue desarrollada en condiciones metamórficas de menor T, con asociaciones minerales propias de las facies de los esquistos y subesquistos verdes. Como se observa en los estereogramas de las Figs. 4.2, las características geométricas de las fábricas Sp y Lp en los niveles estructuralmente más altos, definidos por los materiales de la Asociación Loma La Monja, Complejo Duarte y Grupo Tireo, son generalmente similares. La foliación Sp presenta una dirección general NO-SE a NNO-SSE y ángulos de buzamiento medios y altos principalmente hacia el SO; la lineación Lp posee una orientación dominante NO-SE y ángulos de inmersión bajos generalmente hacia el SE. No obstante, se observa una variable dispersión de polos de los planos Sp, relacionable tanto con el plegamiento de D2 como con el cizallamiento transcurrente D4 localizado en zonas de cizalla subverticales. En este sentido, una parte de las lineaciones Lp deben ser realmente pliegues de eje subvertical D4.

La deformación continúa en etapas tardi-D1, desarrollando bandas de deformación (*shear bands*) y una esquistosidad de crenulación extensional de escala centimétrica a métrica, tanto en los materiales del Complejo Duarte como en los del Grupo Tireo. En estas bandas, la Sp rota sigmoidalmente en planos de cizalla indicando desplazamiento normal. A menudo se observa el desarrollo de venas de cuarzo de segregación y de calcita paralelamente a las bandas.

4.2.3. Intrusiones contemporáneas con D1

En las zonas de cizalla intruyeron magmas de dos tipos composicionales: arco y no arco. En la zona de cizalla de Guanajuma se han observado sills y diques concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos, respecto a la fábrica Sp del Complejo Duarte foliado encajante. Estas relaciones indican la intrusión de magmas de geoquímica no-arco en el Cenomanense. Sin embargo, la zona de cizalla deforma a riolitas porfídicas de arco (adakitas) de la Fm Restauración, extruidas a ~90 Ma, por lo que la deformación debió continuar posteriormente.

A lo largo de la zona de cizalla de La Meseta y en las ramas asociadas, intruyen los batolitos gabro-tonalíticos de Loma del Tambor, El Bao, Jumunucu y Buena Vista, así como un conjunto de láminas de leucotonalitas con hornblenda foliadas. El paralelismo de las fábricas magmáticas plano-lineares, Sm-Lm, que presentan estos batolitos con las fábricas deformativas de las anfibolitas encajantes, indica que intruyeron de forma sin- y tardi-cinemática. A favor de esta interpretación es la frecuente superposición de fábricas subsólidas deformativas, Sp-Lp, de forma subparalela, acompañando el enfriamiento magmático (Escuder-Viruete et al., 2007). Teniendo en cuenta la compilación de edades obtenidas para la intrusión de los batolitos de geoquímica tanto de arco como de no-arco, la deformación D1 tuvo principalmente lugar en el intervalo de 92 y 84 Ma. No obstante, la intrusión de los magmas tonalíticos más diferenciados parece post-datar a las estructuras D1, prolongándose hasta los 74 Ma.

4.2.4. Deformación D2

La deformación D2 es espacialmente muy heterógena, y desarrolla en las anfibolitas y los esquistos del Complejo Duarte y del Grupo Tireo, una esquistosidad de crenulación espaciada, Sp+1, y una lineación de intersección, Lp+1, generalmente en zonas charnela de pliegues abiertos y cerrados D2. Como se observa en la Fig. X, los planos de Sp+1

poseen una dirección NNO-SSE a NO-SE y ángulos de buzamiento altos tanto al NE como al SE. La lineación Lp+1 posee más frecuentemente una orientación NO-SE a ONO-ESE, y ángulos de inmersión bajos, generalmente al SE. La blastesis M2 asociada a los planos Sp+1 es modesta y tuvo lugar en condiciones de la facies de los esquistos verdes de baja-T.

A escala regional, la deformación D2 es responsable de la formación de un sistema de antiformes y sinformes regionales de gran radio y tardíos, así como algunos pliegues asimétricos menores. Estos pliegues pliegan a las bandas de cizalla anfibolíticas, a los planos de la foliación Sp, a los contactos litológicos del Grupo Tireo, y a las isogradas del metamorfismo M1.

4.2.5. Deformación D3 e intrusión magmas máficos

La deformación D3 es dúctil-frágil a frágil y consiste en la intrusión de un conjunto de diques máficos de características geoquímicas OIB. Los diques máficos intruyen a favor de planos y concordantemente en zonas de cizalla subverticales menestras de dirección NO-SE a ONO-ESE. Un dique OIB intrusivo en el batolito del Río ha proporcionado una edad Ar-Ar de 79,4 Ma. Por otro lado, los diques máficos son geoquímicamente similares a la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que constituyen una importante extrusión de magmas máficos, probablemente discordante sobre un sustrato de tonalitas deformadas, al que incorporan en forma de enclaves. Estos basaltos han proporcionado una edad Ar-Ar de 69 Ma (*plateau* de roca total), por lo que la deformación D3 y la intrusión de magmas máficos tuvo lugar dentro del intervalo Campaniense Superior a Maastrichiense.

4.2.6. Deformación D4. Zona de Falla de La Española

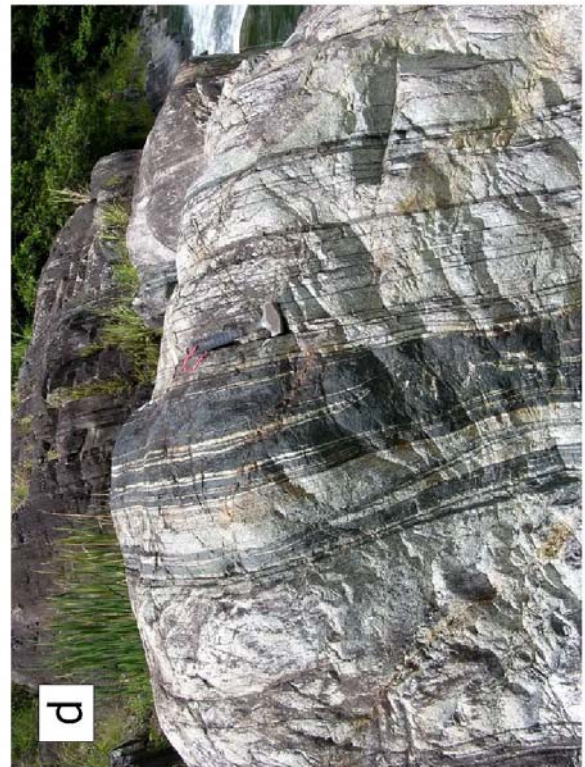
La Zona de Falla de La Española produce un corredor de deformación dúctil-frágil y esencialmente frágil D4, de espesor entre 1 y 3 km, localizado hacia el contacto NO de la Peridotita de Loma Caribe e interiormente. La deformación D4 afecta a los materiales del complejo metamórfico y a las rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas Terciarias. El corredor está definido por un sistema de desgarres subverticales de dirección predominante ONO-ESE a NO-SE y movimiento senestral inverso, produciendo una elevación neta del bloque meridional respecto al septentrional (Cuenca del Cibao). Las rocas de falla observadas son cataclasitas foliadas, cataclasitas y harinas de falla, sin blastesis relacionada. En las serpentinitas foliadas la deformación D4 produce pliegues asimétricos de ejes NO-SE subhorizontales, con pérdida de continuidad de los flancos a favor de

superficies subverticales de deslizamiento. En los materiales de la Fm Pizarras de El Café y la Fm Los Velazquitos la deformación D4 produce un plegamiento asimétrico subvertical de gran escala y, en ocasiones, la formación de una pizarrosidad.

4.2.7. Deformación D5. Zona Falla Bonao-La Guácara

La estructura frágil general de la Hoja de Jarabacoa está dominada por numerosas fallas tardías. Estas fallas constituyen zonas de falla y sistemas de fracturas subverticales D5 agrupables en dos familias conjugadas de diferente desarrollo: la familia senestral predominante NE-SO a ENE-OSO; y la familia dextral subordinada NO-SE a NNO-SSE. Las dos familias de fallas conjugadas son compatibles con un sistema cartográfico Riedel senestro de dirección ONO-ESE a O-E, que afecta también a los materiales del Terciario y Cuaternario.

Fig. 4.4 (página siguiente). Mesoestructuras en el sistema de zonas de cizalla de La Meseta en el sector de Manabao-Jarabacoa. (a) Porfiroclasto métrico de Complejo Duarte foliado; (b) Boudinage asimétrico; (c) Horizontes anfibolíticos porfiroclásticos; (d) Intrusiones y diques concordantes tonalitas foliadas en anfibolitas.



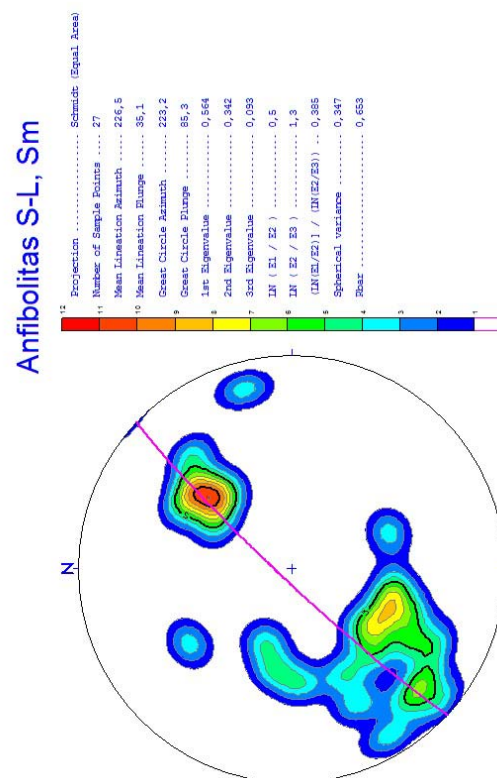
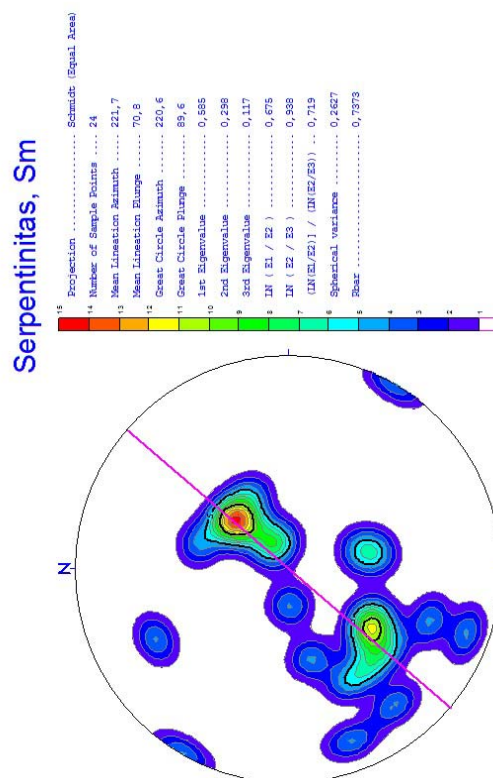
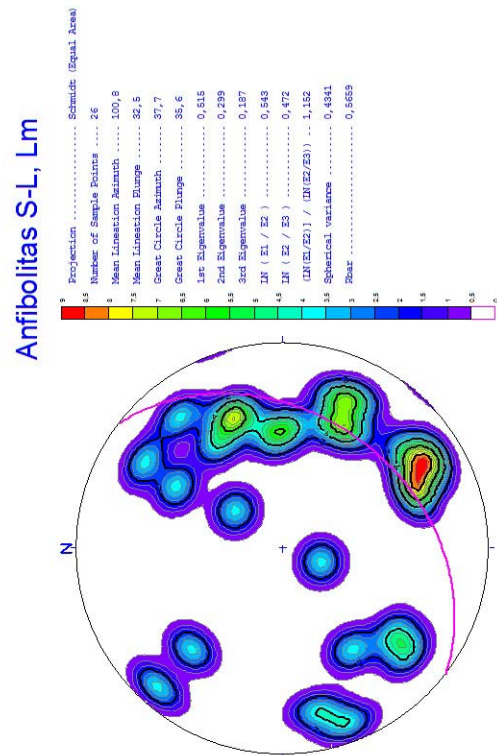
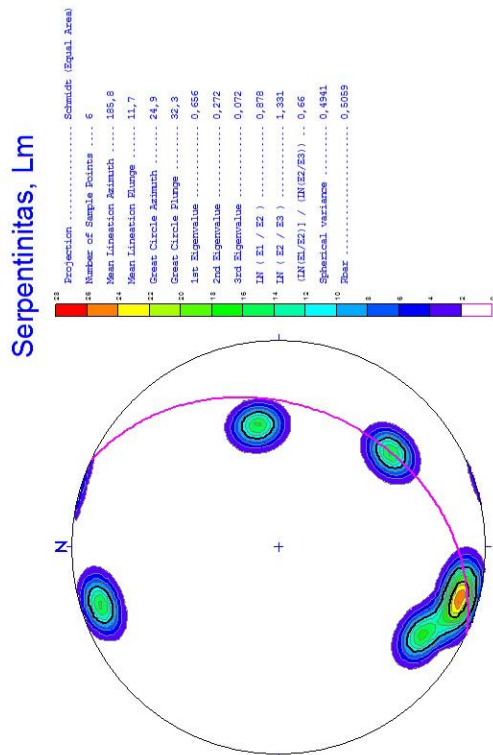


Fig. 4.5. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales de la deformación D1 en las serpentinitas y anfibolitas.

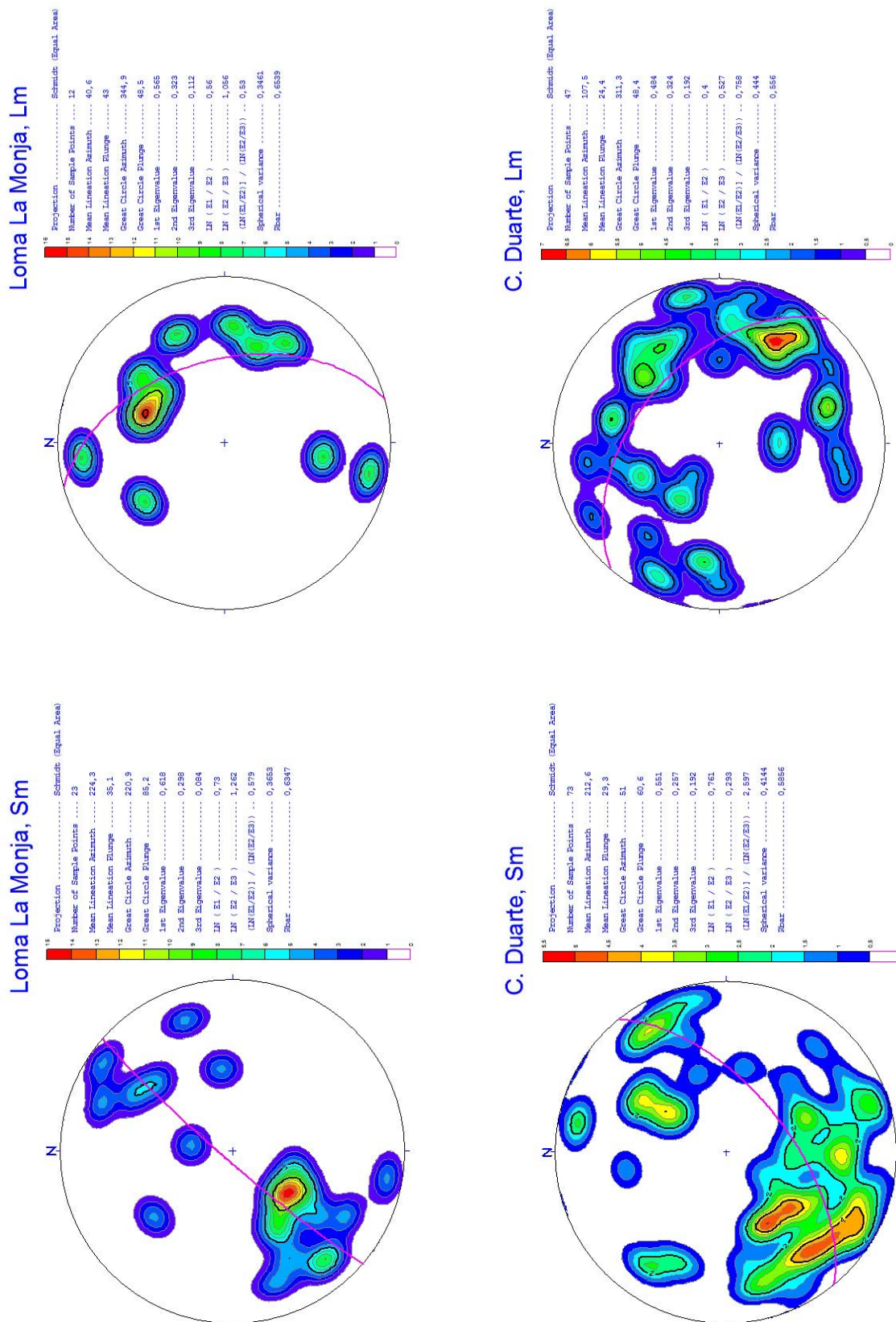


Fig. 4.6. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan D1 en la Asoc. Loma La Monja y el Complejo Duarte.

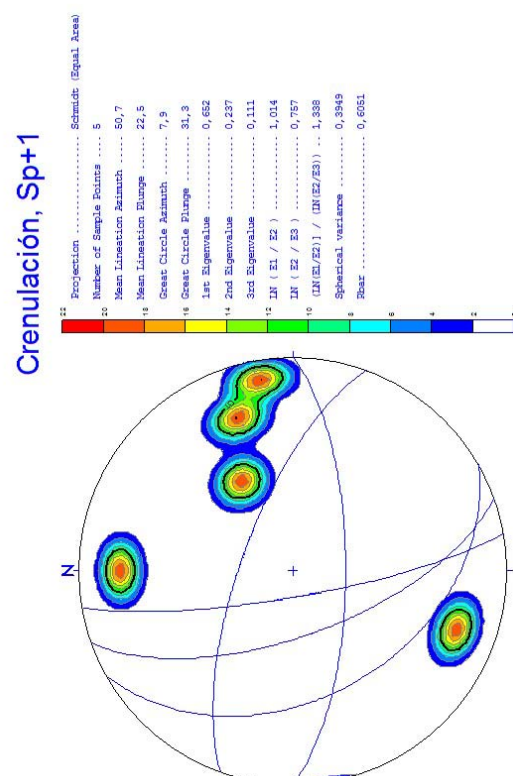
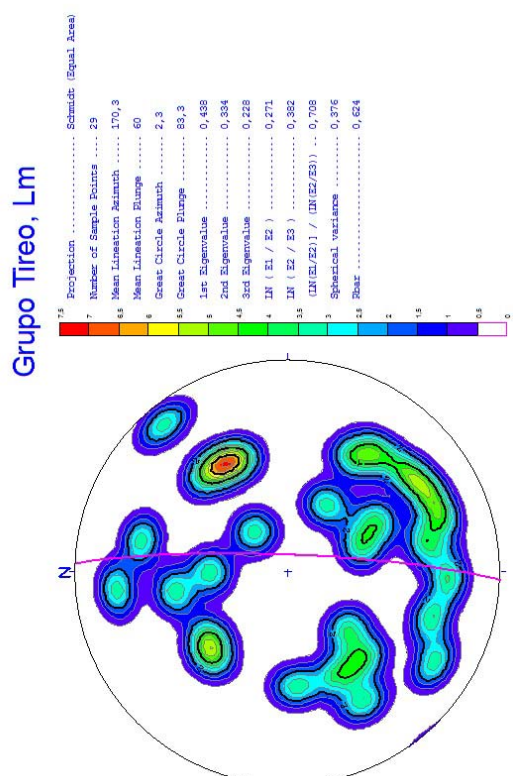
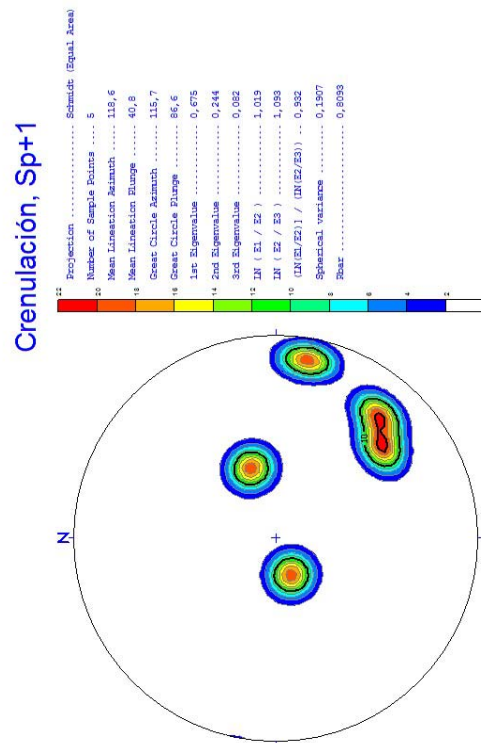
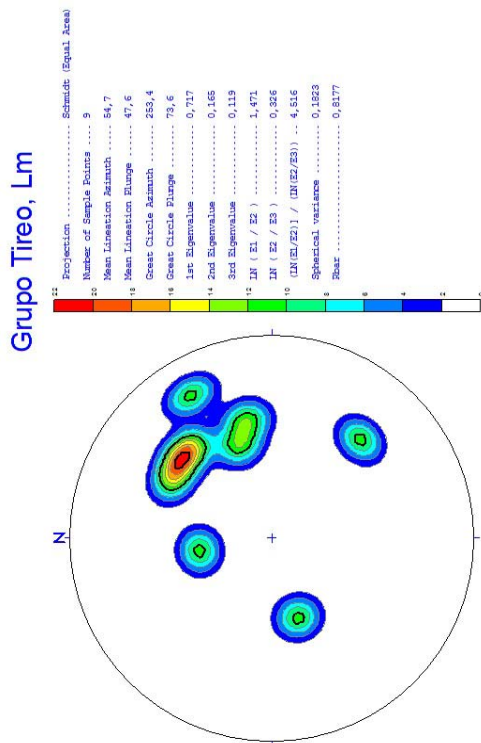


Fig. 4.7. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan D1 en el grupo Tiroo (Sm y Lm) y D2 (Sp+1).

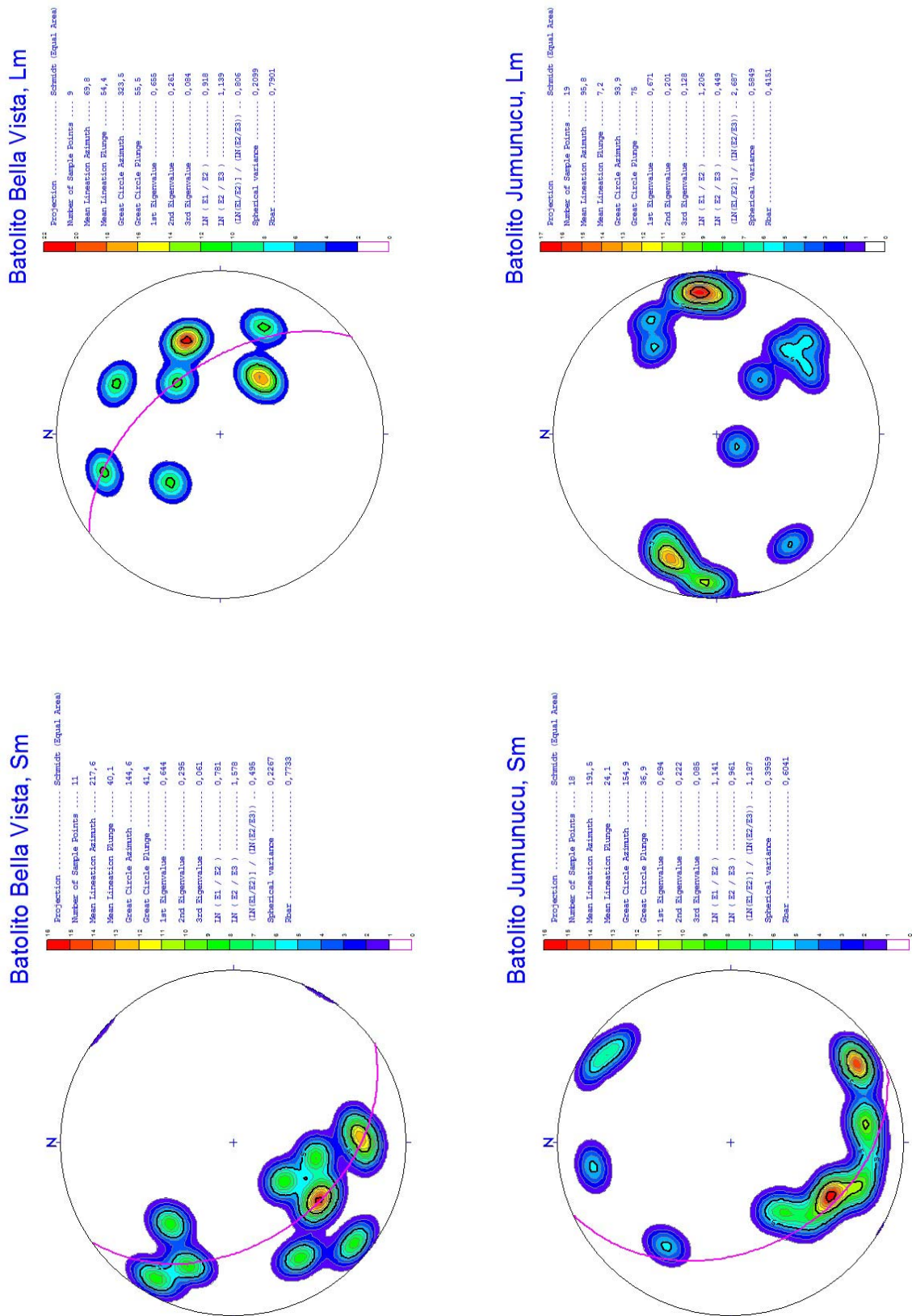


Fig. 4.8. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan la deformación magmática (Sm y Lm) en los batolitos de Buena Vista y Jumunucu.

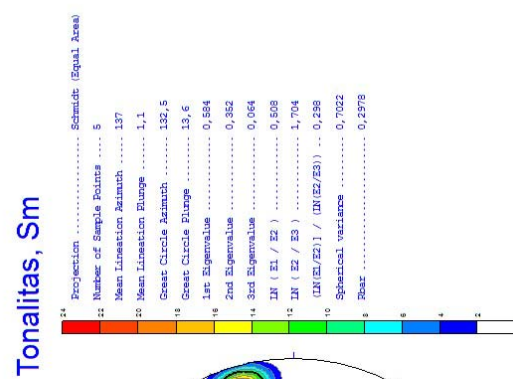
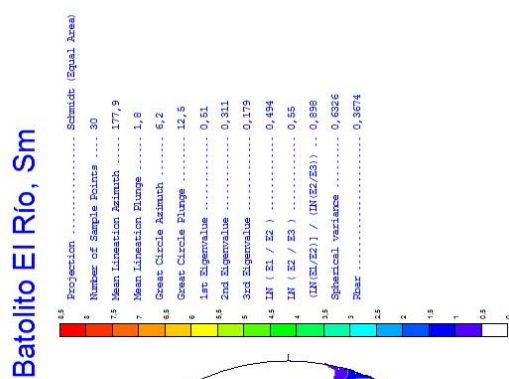
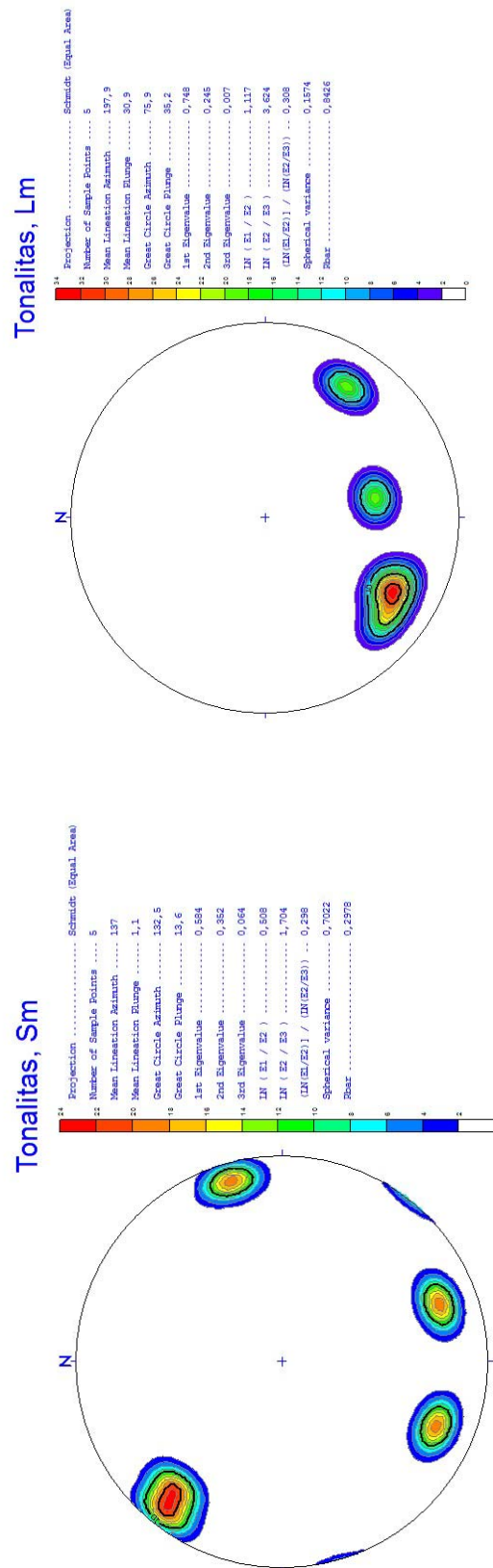
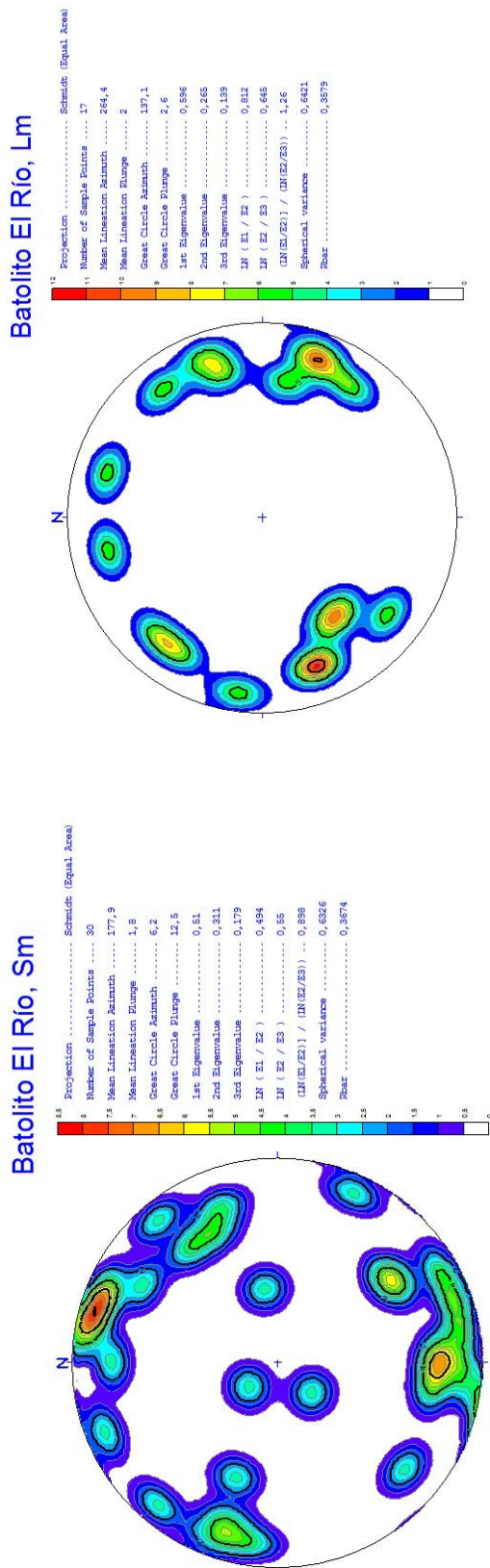
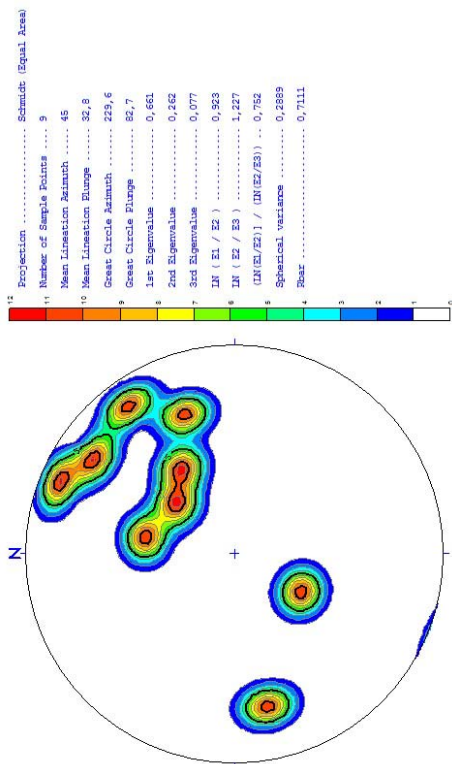
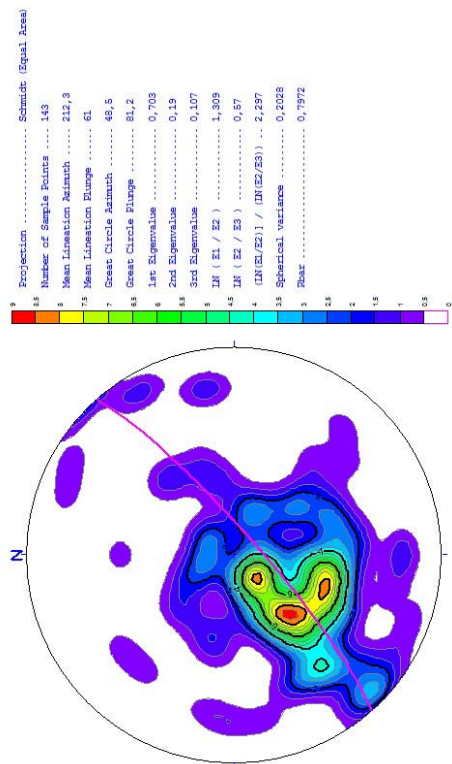


Fig. 4.9. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan deformación magmática (Sm y Lm) en el batolito de El Río y en las tonalitas foliadas.

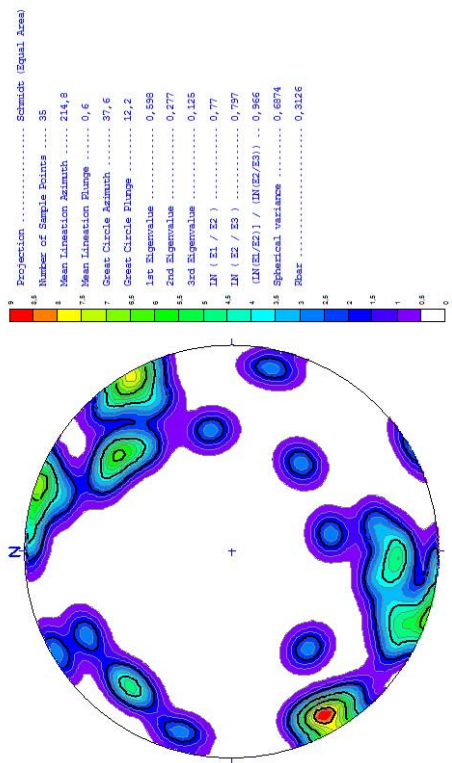
Gabros Los Velázquez, Sm



Tavera, S0



Diques



Zonas Cizalla, Sp

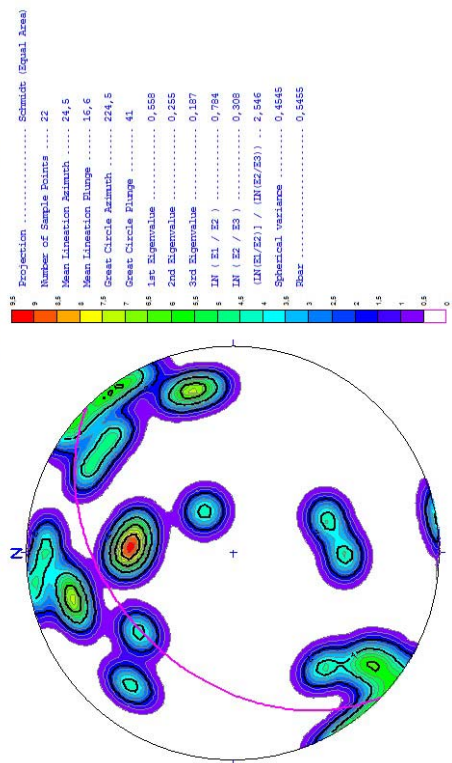


Fig. 4.10. Diagramas de densidad de polos de los planos de diques máficos, fábricas magmáticas en los Gabros de los Velázquez, planos cizalla D4, y estratificación (S0) en Grupo Tavera.

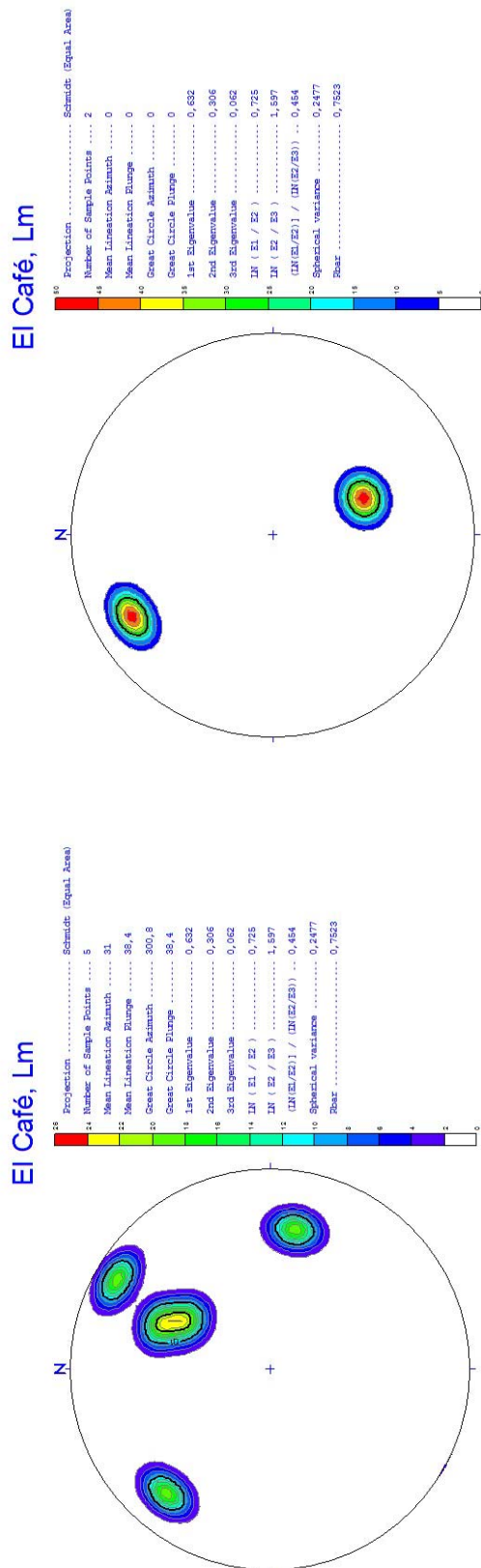


Fig. 4.11. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales (Sm y Lm) en las Pizarras de El Café.

4.3. Metamorfismo

En la Hoja de Jarabacoa, las rocas del complejo plutono-metamórfico contienen asociaciones minerales relacionadas principalmente con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis pre-Sp (o pre-D1) estática de carácter hidrotermal; y (2) una blastesis esencialmente sin-Sp (sin-D1) dinamotérmica.

La blastesis estática pre-cinemática D1 está relacionada con el metamorfismo de fondo oceánico (espilitización) o la alteración hidrotermal de los protolitos sin-, tardi- y post-magmática, siendo por tanto de edad Cretácica. Este metamorfismo es de carácter pseudomórfico y preserva las estructuras y microtexturas, pero generalmente reemplaza a la mineralogía ígnea, que sólo se conserva relictas en las unidades del Cretácico Superior más alto. Las asociaciones minerales formadas incluyen albita, clorita, prehnita y pumpellita en litologías máficas, y caolinita, clorita, illita e interestratificados illita-esmectita en metapelitas, que indican condiciones metamórficas propias de la facies de prehnita-pumpellita. La alteración hidrotermal alcanzó las condiciones de la facies de los esquistos verdes inferior, como atestigua la formación en gabros y metasedimentos volcanoclásticos de albita, clorita, epidota y actinolita.

La blastesis dinamotérmica origina asociaciones minerales que definen la fábrica Sp-Lp de D1. En protolitos ácidos produce la asociación: $Qtz+Ab+Ms+Chl+Sph\pm Bt\pm Prh\pm Ep+Op$; y en los intermedio-básicos $Ab+Chl+Ms+Prh+Pmp+Ep+Op$ y $Act+Chl+Ep+Ab+Ms+Cal+Sph+Op$, indicativas de las facies de prehnita-pumpellita y esquistos verdes de baja-T (sin granate), respectivamente (Evans, 1990). Las zonas de cizalla de gran escala se caracterizan por el desarrollo de asociaciones sin-Sp (sin-D1) propias de la facies de las anfibolitas de baja-P con $Pl+Hbl+Qtz+Ilm\pm Bt\pm Cpx\pm Ep\pm Sph\pm Parg$. Durante la deformación D2, las asociaciones de M1 fueron reemplazadas por las asociaciones de M2, retrógradas y descompresivas a la facies de los esquistos verdes. La evolución metamórfica acompañada de enfriamiento continúa en el campo dúctil-frágil con la superposición de las zonas de cizalla retrógradas D3 y D4, de distribución espacial muy heterogénea.

La intensidad del metamorfismo alcanzada por cada unidad cartográfica y sus relaciones con la deformación están recogidas en la Tabla 4.1.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción rasgos Fisiográficos

La Hoja de Jarabacoa pertenece al dominio fisiográfico de la Cordillera Central. Dicha Cordillera es la principal alineación montañosa de la Isla de La Española y por tanto de la República Dominicana, apareciendo como una prominente cordillera de orientación cercana a NO-SE y alcanzando su culminación en el Pico Duarte, con 3.175 metros, en la vecina Hoja de Manabao. Dentro los relieves de la Cordillera Central se distingue el valle o depresión intramontañosa de Jarabacoa.

5.2. Análisis Geomorfológico. Formas estructurales

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

En la Hoja de Jarabacoa existe una densa red de fracturación. Algunas de estas fracturas presentan una clara expresión morfológica, como las que constituyen los límites de la depresión intramontañosa de Jarabacoa. Otras definen las alineaciones montañosas, como los relieves situados al sur de la Falla Bonao-La Guácara. En numerosas ocasiones condicionan la disposición de la red de drenaje o suponen cambios bruscos de pendiente en los perfiles longitudinales de los ríos.

El modelado de la Cordillera Central es el producto de una larga evolución geodinámica presidida por procesos de magmáticos, sedimentarios y tectónicos desde el Jurásico hasta el Mioceno. Desde el Mioceno hasta la actualidad los procesos tectónicos dieron lugar a un relieve positivo sobre el que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos procesos morfogenéticos modeladores, destacando los de carácter gravitacional y fluvial. En el estudio del modelado de la Hoja de Jarabacoa se reconocen formas gravitacionales, fluviales y de escorrentía superficial, por meteorización química y antrópicas.

Formas gravitacionales. Como formas gravitacionales se han observado un importante desarrollo de coluviones y de conos o taludes de derrubios, particularmente en el sector más elevado de la Hoja, al sur de la Falla Bonao-La Guácara. Las laderas con reptación se manifiestan principalmente en zonas de relieve medio y bajo. Los movimientos en masa

dentro de esta hoja son un proceso geomorfológico muy abundante. Al tratarse de una zona tropical húmeda y con un relieve muy importante los movimientos en masa y sus superficies de deslizamiento, se colonizan rápidamente por la vegetación, dificultando su reconocimiento. Los diferentes tipos de movimientos en masa observados son: deslizamiento indiferenciado, movimiento en masa complejo, flujo-lóbulo o colada de soliflucción, y deslizamiento de bloques (block slide).

Formas fluviales y de escorrentía superficial. Son formas con una amplia representación. Destacan por su extensión los abanicos aluviales de baja pendiente en el valle de Jarabacoa; así como los abanicos aluviales, de alta pendiente, en la depresión de Jarabacoa, orlando la sierra situada al sur de dicha depresión y la Falla de Bonao-La Guácara. Los principales ríos de la Hoja son el Yaque del Norte (y sus afluentes Jimenoa, Baiguate, Bao, Jagua, Baiguaque, Jánico, Guanajuma), el Camú y el Verde. A estos cursos fluviales se asocia una gran variedad de formas: fondo de valle, llanura de inundación, terrazas, cauces y meandros abandonados, y abanicos de baja y alta pendiente.

Los conos de deyección y los abanicos aluviales menores también tienen una notable representación en esta hoja. Estas formas se encuentran localizadas al pie de las sierras situadas al sur de la depresión de Jarabacoa, orlando la zona de Falla de Bonao-La Guácara, y al este de dicha depresión. En algunos puntos, se han reconocido dos sistemas principales. Los fondos de valle son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual, son formas estrechas y alargadas que coinciden con el canal de estiaje. Debido al fuerte encajamiento de la red de drenaje no se observan numerosas o extensas llanuras de inundación, sin embargo, cabe destacar las llanuras asociadas al río Jimenoa (Jarabacoa), Camú (La Vega) y Guanajuma en la parte alta de su trazado.

Las terrazas completan el catálogo de las formas fluviales. Se han reconocido afloramientos de las mismas en casi todos los ríos importantes de la Hoja, destacando por su extensión y número las relacionadas con el río Verde, Camú, Yaque del Norte, Jimenoa y Baiguate. Otras terrazas de menor entidad son las presentes en la cuenca alta del Río Yamí, al este de la depresión de Jarabacoa. La mayoría de las terrazas con depósito, aparecen como superficies subhorizontales distribuidas a modo de retazos colgados, entre 3 y 40 m sobre el cauce actual. Las terrazas erosivas aparecen entre 20 m y 100 metros sobre el cauce actual.

Las formas fluviales erosivas son abundantes, entre ellas se han reconocido marcas de incisión lineal, destacando la zona al sur de la Falla de Bonao-La Guácara donde el relieve

es mayor. La intensidad de los procesos de incisión fluvial se observa en la práctica totalidad de la zona, dando lugar a: saltos de agua y cascadas, como las de los ríos Jimenoa y Baiguate; rápidos, cambios bruscos de pendiente, gargantas, como en los ríos Yaque del Norte, Jimenoa, Baiguate y Camú; barrancos, cañones, desfiladeros; divisorias montañosas, con una notable representación en las zonas de mayor relieve; y áreas acarcavadas que pierden importancia hacia el norte, hacia la Cuenca del Cibao. Por último se debe destacar la existencia de una captura fluvial por parte del Río Camú de la cabecera del Río Yamí.

Formas por meteorización química. Aparecen en rocas cristalinas y silíceas y como resultado de los procesos de meteorización en condiciones climáticas tropicales, destacando los alvéolos de alteración, que se encuentran sobre los batolitos de El Bao, Jumunuco-Buena Vista y El Río; y las argilizaciones.

Formas antrópicas. La actividad antrópica es importante y localmente intensa en diversas zonas, estando relacionada principalmente con la modificación del paisaje debida a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas, construcción de redes de transporte y asentamientos poblacionales.

5. 3. Evolución e Historia Geomorfológica

La morfología de la Hoja de Jarabacoa está influenciada por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo del Paleógeno hasta la actualidad, aunque su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente y de un modo continuo desde el Mioceno. A principios del Cuaternario la zona montañosa de la Cordillera Central ya habría adquirido prácticamente su configuración actual, mediante la acción conjunta de la meteorización química, el fuerte encajamiento de la red fluvial según una tendencia consecuente, y la actividad tectónica de levantamiento.

La actividad fluvial ha sido el principal agente modelador durante el Holoceno, dando lugar al encajamiento de los principales ríos de la zona en el sustrato metamórfico y granítico, en los abanicos y en otros sedimentos fluviales preexistentes. Por su parte, la notable erosión remontante favorecida por la existencia de líneas de debilidad estructural y alteración química, y el retroceso de las vertientes por inestabilidad gravitacional, ha producido cambios en el patrón de la red de drenaje, así como procesos de captura de la red fluvial entre los ríos Yamí y Camú.

Como principales motores en la futura evolución de la red, deben de tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de la cordilleras Central; las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, sin olvidar los retoques producidos en las zonas montañosas por los fenómenos de alteración química y la actividad gravitacional de las vertientes.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En la Hoja de Jarabacoa (6073-II) se pueden distinguir dos conjuntos litológicos: (1) un complejo volcano-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior; y (2) un conjunto de formaciones terrígenas del Cuaternario, incluyendo el relleno de la Cuenca de Jarabacoa. La historia geológica simplificada que registran estos dos conjuntos litológicos, que incluye otros procesos regionalmente clave, puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas de la Cordillera Central y representadas por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Virujete et al., 2009).
- Cretácico Inferior. Episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1989, 1991; Lewis et al., 2000; Lapierre et al., 1997, 1999, 2000; Escuder-Virujete et al., 2004, 2005, 2007), edificados sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery et al., 1994).
- Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly et al., 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper et al., 1994; Lewis et al., 1995, 2000, 2002; Kesler et al., 1977, 2003, 2005; Escuder-Virujete et al., 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs y Maresch, 2005; Krebs et al., 2008; Pindell et al., 2006; Escuder-Virujete et al., 2008).
- Cretácico Superior. Evento magmático principal de formación de la meseta oceánica del Caribe en el Cenomanense Superior-Turonense y representado por la Fm Constanza.
- Episodio de magmatismo de arco en el Cretácico Superior, representado por la Fm Restauración del Grupo Tireo (Lewis et al., 1991, 2000, 2002; Escuder-Virujete et al., 2007, 2008), y la intrusión de los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis et al., 1991, 2002; Contreras et al., 2004; Escuder-Virujete et al., 2004; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004).

- Extrusión de la potente secuencia volcánica de la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que registra un magmático intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del *Plateau* Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense, junto a la Fms de Peña Blanca y Siete Cabezas (Bonaó).
- Paleoceno-Eoceno Inferior. Formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior (parte trasera arco), así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989, 1994).
- Eoceno Medio-Superior. Colisión principal del arco de islas con la plataforma de las Bahamas, exhumación de las rocas de alta P (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Joyce, 1991; Gonçalves et al., 2002; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006), y cese de la actividad magmática relacionada con la subducción.
- Eoceno Medio-Superior-Oligoceno-Mioceno Inferior. Sedimentación del Grupo Tavera de carácter sin-orogénico. Movimientos frágiles a lo largo de la Falla de la Española.
- Mioceno Superior-Actualidad. Sedimentación del Grupo Yaque del Norte en la Cuenca del Cibao. Sedimentación intramontañosa en la Cuenca de Jarabacoa. Generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la colisión del indenter de Beata y la subducción en la Fosa de los Muertos situada al Sur de la Isla (Mann et al., 2002; Díaz de Neira et al., 2006). Erosión remontante de la red fluvial y captura Cuenca de Jarabacoa.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología

Para la realización del presente apartado de Hidrogeología se ha consultado el Estudio Hidrogeológico Nacional de la República Dominicana correspondiente a la Unidad Hidrogeológica de la Cordillera Central (Sysmin, 2004). La Hoja de Jarabacoa queda integrada en la subunidad hidrogeológica de Jarabacoa-Las Placetas, que limita al norte con los depósitos conglomeráticos, del Oligoceno y del Neógeno del borde meridional de la unidad del Valle del Cibao, y al este y al sur con las rocas volcanosedimentarias y plutónicas de baja permeabilidad de las subunidades del Alto Yuna y Valvacoa-La Humeadora. El área de la subunidad de Jarabacoa-Las Placetas es próxima a los 2178 km². Se ha estimado una población total en el 2004 de 164232 habitantes.

Los datos climatológicos de la unidad hidrogeológica de Jarabacoa-Las Placetas proceden de una estación climática del INDRHI, situada en Jarabacoa (19°7'50", 70°38'20", 500 m). La serie de años utilizada para el análisis de precipitación es de 32 años, entre 1971 y 2002. Los valores anuales de precipitación, en mm, para el año tipo de la estación se presentan en la Tabla 7.1. La Fig. 7.1 recoge la distribución mensual de la precipitación, para año medio, de estaciones representativas de la unidad hidrogeológica a diferentes altitudes, en la que los datos de Don Miguel serían representativos para Jarabacoa.

CÓDIGO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	AÑO SECO	AÑO MEDIO	AÑO HÚMEDO
0401	JARABACOA	1173.3	1511.1	1934.7

Tabla 7.1. Valores anuales de precipitación, en mm

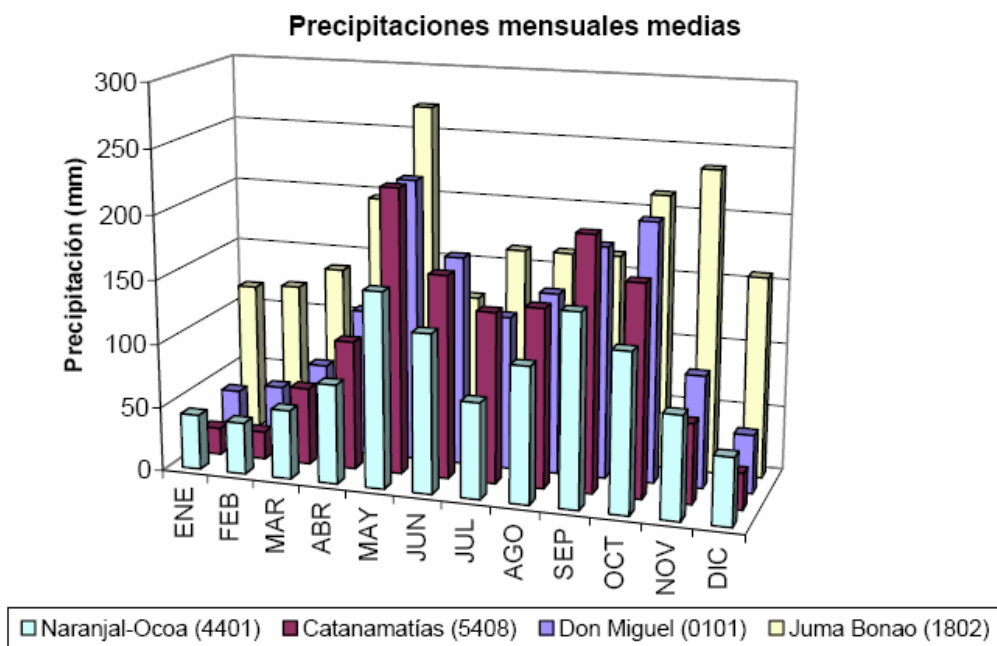


Fig. 7.1. Distribución mensual de la precipitación, para año medio, en estaciones representativas de la Cordillera Central.

La serie de años utilizada para el análisis de temperatura es de 31 años, entre 1972 y 2002. La temperatura media anual en la estación de Jarabacoa es de 22,2 °C. La distribución mensual de las temperaturas medias en estaciones representativas de diferentes altitudes queda representada en la Fig. 7.2.

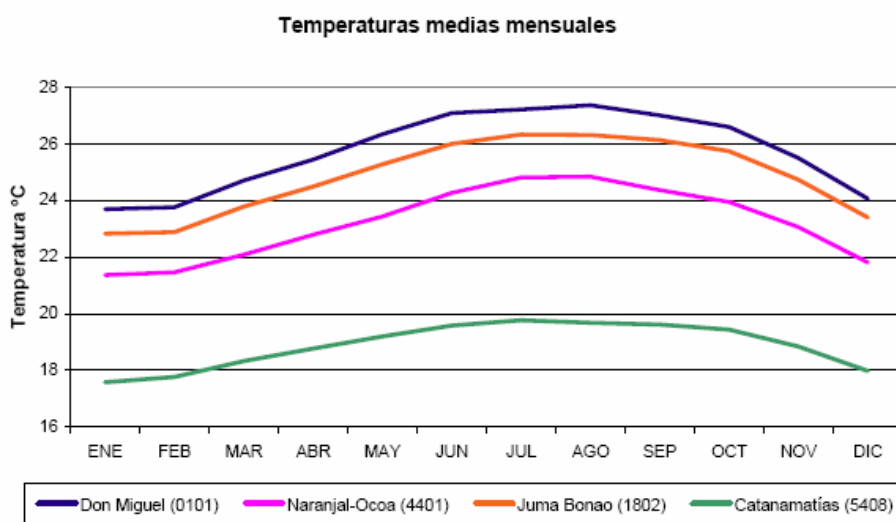


Fig. 7.2. Distribución mensual de temperaturas medias en estaciones representativas.

Tras el cálculo de la evapotranspiración potencial según Hargreaves, se obtiene la evapotranspiración real y los valores de lluvia útil (cantidad de agua de lluvia que pasará a formar parte de la escorrentía subterránea o superficial) mediante el método de Balance de Agua en el Suelo. Los valores de dicha lluvia útil, en mm, están recogidos en la Tabla 7.2.

Subunidades	Año medio	Año húmedo	Año seco
Jarabacoa – Las Placetetas	241	543	1.3

Tabla 7.2. Valores de lluvia útil, en mm. La Media de la unidad ha sido ponderada con la superficie de materiales permeables.

7.1.2. Hidrología Superficial

La Hoja de Jarabacoa dentro de la red hidrográfica de la amplia unidad de la Cordillera Central se distribuye dentro de dos grandes zonas o ejes de descarga superficial, que están directamente relacionados con los principales sistemas de fracturación de la unidad, y que terminan conformando varias cuencas hidrográficas distintas. Estas cuencas y ejes son las siguientes:

- El eje de distribución predominante S-N y SO-NE de la cuenca alta del Yaque del Norte. Se localiza en el sector noroeste de la unidad, en el cual los cauces fluviales discurren sobre rocas volcanosedimentarias, plutónicas masivas y plutónicas fisuradas y alteradas (granitos fisurados y alterados) y terminan descargando hacia el Norte y Noroeste, por las cuencas del Bao-Jagua y Yujo-Baiguata, y hacia el Valle del Cibao (subunidad del Yaque del Norte).
- El eje de distribución predominante S-N y SO-NE de la cuenca alta del Alto Yuna. Se localiza en el sector noreste de la unidad, en el cual los cauces fluviales discurren sobre rocas volcanosedimentarias masivas y fisuradas, plutónicas fisuradas y alteradas (granitos fisurados y alterados), calizas cretácicas y depósitos de aluvial. Dichos cauces terminan descargando hacia el Noreste, por las cuencas del Alto Yuna-Maimón-Maguaca y Camu-Jima, hacia el Valle del Cibao (subunidad del Yuna).

La Tabla 7.3 incluye los puntos de agua reconocidos en la Hoja de Jarabacoa.

Hoja	Coord.X	Coord.Y	Naturaleza	Uso
Jarabacoa	328124	2114160	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	329014	2113903	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328845	2114409	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328845	2114409	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328956	2114490	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328083	2117385	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328083	2117385	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	329388	2116330	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	329448	2116379	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328392	2114374	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	331460	2115550	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	331530	2115406	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	332182	2119076	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328392	2114374	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328002	2117338	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	331966	2118724	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	332430	2118890	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	332496	2118990	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	332496	2118990	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	332290	2119046	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328392	2114374	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	332182	2119076	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328845	2114409	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328845	2114409	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Jarabacoa	328956	2114490	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)

Tabla 7.3. Puntos de agua en la Hoja de Jarabacoa.

7.1.3. Descripción Hidrogeológica

La Hoja de Jarabacoa se integra en la Unidad o Zona Hidrogeológica de Cordillera Central, se emplaza en la zona central y centromeridional del país y comprende la extensa Cordillera Central y su prolongación oriental de la Sierra de Yamasa, ambas de dirección redominante NO-SE, así como una serie de valles intramontañosos (como la Cuenca de Jarabacoa), en su mayor parte de origen estructural, y de depresiones marginales. Constituye, por consiguiente, la zona o unidad hidrogeológica más extensa del país (algo más de 12 240 km² de extensión), cuyos límites están constituidos por el Valle del Cibao, al norte, Los Haitises y la Planicie Costera, al este, las Planicies de Bani y Azua, al sur, la Sierra de Neiba y el Valle de San Juan, al suroeste, y la zona central de la República de Haití al oeste, lo cual hace que constituya una unidad transfronteriza, por su sector occidental.

La gran complejidad geológica de la unidad (tanto estructural, como de variedad y particularidad de litologías) le confiere, igualmente, una gran complejidad hidrogeológica, con funcionamientos hidrogeológicos (zonas de recarga, transición y descarga) muy

sectorizados e independizados, e intimamente relacionados con los citados condicionantes litológicos y estructurales de cada zona.

En general, en la unidad predominan los materiales de baja permeabilidad, constituidos por rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias, entre los que aparecen, con escasa continuidad geométrica, diferentes formaciones de permeabilidad alta o media, que presentan un variable interés hidrogeológico. Estos materiales suelen corresponder, en su mayor parte, a formaciones con permeabilidad alta por fisuración-carstificación y extensión superficial variable (calizas del Eoceno-Mioceno y del Cretácico), a formaciones porosas con permeabilidad de alta a media y extensión superficial también variable (depósitos cuaternarios de diferente tipo y conglomerados y areniscas del Terciario) y a formaciones de tipo mixto con permeabilidad de media a baja y productividad variable en función de su grado de permeabilidad y extensión superficial (Facies flysch del Terciario y del Cretácico y rocas volcanosedimentarias o plutónicas fisuradas).

En la subunidad de Jarabacoa-Las Placetas, los materiales permeables, de permeabilidad media-baja, y de baja permeabilidad, ocupan una superficie respectiva de 57,03 km², 256,1 km² y 2713,45 km². Con criterios de funcionamiento hidrogeológico, dentro de los límites de esta sub unidad se han diferenciado cuatro tipos distintos de materiales, cuyas principales características y extensión areal son las siguientes:

- Formaciones con permeabilidad por porosidad intersticial
 - Formaciones porosas con permeabilidad y productividad elevadas
Qa: depósitos de terrazas fluviales del Cuaternario. 40,72 km²
 - Formaciones porosas con permeabilidad variable y productividad media.
Ncg: conglomerados y depósitos deltáicos del Neógeno. 14,54 km²
 - Formaciones fisuradas con permeabilidad por fisuración-carstificación
 - Formaciones fisuradas de gran extensión superficial y alta permeabilidad y productividad
Cc: calizas cretácicas de color gris. 1,77 km²

Además de las formaciones con permeabilidades estimadas entre altas y medias y citadas anteriormente, se han considerado otra serie de formaciones, que desde el punto de vista hidrogeológico podrían considerarse de segundo orden, al presentar una composición litológica muy diversa (y, por tanto, una permeabilidad muy heterogénea y del tipo mixto, por fisuración o por porosidad intersticial, según los casos), y una productividad (o potencial de

explotación) también muy variable, pero, en todos los casos, considerada entre media y baja. Dentro de este amplio grupo de materiales o formaciones se integrarían las rocas plutónicas fisuradas o alteradas, o *RPf*. 256,08 km².

7.2. Recursos minerales

7.2.1. Aspectos generales

La Hoja de Jarabacoa presenta principalmente interés en los recursos minerales siguientes:

- Mineralizaciones volcanosedimentarias de sulfuros masivos asociadas a la Fm Amina-Maimón del Cretácico Inferior. Gossans. Cu-Au (Zn)
- Mineralizaciones volcanosedimentarias en el Grupo Tireo del Cretácico Superior. Gossans. Au-Cu
- Mineralizaciones epitermales de alta sulfuración asociadas al Grupo Tireo. Au-Cu.
- Mineralizaciones en estructuras o bandas de cizalla principalmente desarrolladas en el Grupo Tireo. Cu-Au

En particular, el Grupo Tireo aflorante en la Hoja de Jarabacoa ha sido y es objeto de investigaciones para oro epitermal y posibles pórfidos de cobre. Por otro lado, los depósitos de aluvión de arroyos y río han sido objeto de lavado para oro, como es todavía el caso, pero de manera artesanal e intermitente, en los ríos Yaque del Norte y Camú. Igualmente, en la Hoja existen numerosas pequeñas canteras que explotan los materiales tonalíticos y basálticos como áridos. Los indicios observados durante la realización de la Hoja de Jarabacoa están recogidos en la Tabla 7.4.

7.2.2. Indicios y prospectos metálicos

El yacimiento de El Yujo de oro y cobre, situado en las colinas del NO de Jarabacoa, es conocido desde hace ya casi tres décadas (Lewis y Jiménez, 1991). Durante la realización de la cartografía de la Hoja la compañía *GoldQuest Mining Corp* de Vancouver ha completado el 8392 m de sondeos (47 pozos) en el depósito de Au-Ag-Cu de Las Ánimas en la Cordillera Central, el cual constituye un depósito de sulfuros masivos rico en oro. Según esta Compañía, el depósito de sulfuros masivos de El Yujo está dispuesto verticalmente y el espesor perpendicular gradúa entre 7 y 25 m, habiendo sido sondeado hasta los 516 m de profundidad. Los resultados en el 2008 incluyen 10,08 m (7,8 m perpendicularmente a la estructura) de 2,29 g/t Au, 3,76% Cu, 3,62% Zn y 51,8g/t Ag, y 4,79m (3,67 m

perpendicularmente) de 2,50g/t Au, 2,77% Cu, 5,45% Zn y 49,6g/t Ag. Los trabajos realizados por la Compañía también han descubierto una zona de mineralización de oro diseminado, localizada aproximadamente 1km al sureste de El Yujo a las Guazumitas, en el que los resultados preliminares de los sondeos han dado como resultado 27,95 m con 1,32g/t Au y 18m con 1,32g/t Au.

Regionalmente, las leucotonalitas y aplitas foliadas de los batolitos de Jumunucu-Buena Vista poseen indicios de gossan de potencia decamétrica y extensión hectométrica. En estos sectores, las tonalitas se caracterizan por una gran abundancia modal de micas blancas y una alteración pervasiva, donde cabe esperar la presencia acumulaciones de oro.

7.2.3. Indicios no metálicos

7.2.3.1. Rocas industriales y ornamentales

Las tonalitas con hornblenda y particularmente las leucotonalitas de los batolitos de Jumunucu-Buena Vista y El Río, son volumétricamente muy abundantes en áreas de fácil acceso, por lo que presentan un gran potencial como rocas ornamentales. Sin embargo, se depende de encontrar afloramientos de rocas frescas e inalteradas (amenizadas), homogéneas litológicamente y poco fracturadas, lo que no es el caso de los observados. Los materiales detríticos del Grupo Tavera, con los basaltos de las Formaciones Inoa, Velázquez, Represa y Bulla, poseen un gran potencial de áridos para la construcción y el mantenimiento de la red local de carreteras.

Sustancia	Indicio	Latitud	Logitud	Paraje	Comentarios	Unidad Geológica
Cantera	1	-70,717182	19,161809	La Cabirma	Basaltos	Grupo Tireo
Cantera	2	-70,741698	19,152968	Loma Los Chivos	Tonalita	Batolito Jumunucu
Cantera	3	-70,660997	19,13866	Alto Viejo	Au-Ag-Cu	Grupo Tireo
Cantera	4	-70,664855	19,14284	El Yujo	Au-Ag-Cu	Grupo Tireo
Cantera	5	-70,644118	19,150154	La Confluencia	Gravas	Cuaternario
Cantera	6	-70,529979	19,143161	Arroyo Amarillo	Metabasaltos	Asoc. Loma La Monja
Cantera	7	-70,553048	19,013991	Carretera	Leucotonalitas	Batolito El Río
Cantera	8	-70,582145	19,01158	La Gina	Gravas	Cuaternario
Cantera	9	-70,629006	19,025486	Arroyo La Pita	Tonalita	Batolito El Río
Cantera	10	-70,60224	19,042607	La Manacla	Tonalita	Batolito El Río
Cantera	11	-70,634874	19,059165	La Frisa	Tonalita	Batolito El Río
Cantera	12	-70,604571	19,097265	El Ojo de la Jagua	Metabasaltos	Grupo Tireo
Cantera	13	-70,703518	19,075964	La Guazara	Metabasaltos	Grupo Tireo
Cantera	14	-70,752228	19,07307	Los Dajaos	Metabasaltos	Grupo Tireo

Tabla 7.4. Indicios Rocas industriales y ornamentales de la Hoja de Jarabacoa

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Los lugares de interés geológico (LIG) son todos aquellos lugares o puntos concretos de la Hoja cuyas peculiares características geológicas resultan útiles para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la región. Estas características pueden ser tanto formaciones litológicas, estructuras geológicas, yacimientos de minerales o de fósiles, como paisajes o datos de interés cultural, educativo o recreativo, relacionados con el medio natural.

8.1. Relación de LIG

Los puntos LIG escogidos muestran los lugares de interés geológico accesibles tanto por carretera asfaltada o no, siendo recomendable en este caso la utilización de un vehículo todo terreno (4x4). La totalidad del itinerario se puede realizar en un solo día, partiendo de Jarabacoa. La denominación, coordenadas y situación geográfica de cada LIG queda recogida en la Tabla 1. Existe más información en las Fichas LIG relacionadas.

Hoja	N° LIG	Lat. (°dec)	Log (°dec)	Provincia	Municipio	Paraje	Denominación
Jarabacoa	1	-70,66247	19,134238	La Vega	Jarabacoa	El Yujo	El Yujo
Jarabacoa	2	-70,65727	19,154183	La Vega	Jarabacoa	Estancita	Estancita
Jarabacoa	3	-70,59677	19,085715	La Vega	Jarabacoa	Gajo de Candelón	Gajo de Candelón
Jarabacoa	4	-70,69117	19,08342	La Vega	Jarabacoa	Los Corozos	Los Corozos
Jarabacoa	5	-70,61705	19,091293	La Vega	Jarabacoa	Salto Río Baiguate	Salto Río Baiguate
Jarabacoa	6	-70,61705	19,091293	La Vega	Jarabacoa	Guaiguí. Río Camú	Guaiguí

Tabla 8.1. Situación y coordenadas de los LIG de la Hoja de Jarabacoa.

8.2. Descripción General de los LIG

LIG 1: El Yujo

Grupo Tireo. Formación Restauración.

Localización: Cerro Alto Viejo, El Yujo, NO Jarabacoa

Coordenadas UTM aproximadas: 325000, 2116500

Materiales: metavolcanitas ácidas (metariolitas y metadacitas), de edad límite Turoniense-Coniacense ($89,0 \pm 0,9$ Ma; U-Pb en zircones), consideradas equivalentes a las rocas volcánicas ácidas aflorantes en el área de Restauración. Estas rocas están alteradas hidrotermalmente y presentan asociadas mineralizaciones metálicas. El área de El Yujo ha sido un objetivo de exploración de Cu durante muchos años.

LIG 2: Estancita

Complejo Duarte.

Localización: Estancita, Río Yaque del Norte, NO Jarabacoa

Coordenadas UTM aproximadas: 326500, 2118500

Materiales: metavolcanitas básicas y ultrabásicas (metapicritas, metaankaramitas, metabasaltos magnesianos) de edad Cretácico Inferior, posiblemente Albiense (115±20 Ma; Sm-Nd isocrona roca total). Estas rocas están variablemente deformadas con desarrollo de esquistosidad, y metamorfizadas en condiciones de la facies de los esquistos verdes y anfibolítica de baja-P.

LIG 3: Gajo de Candelón

Grupo Tireo. Formación Constanza.

Localización: Carretera Jarabacoa-Constanza, Gajo De Candelón, SE de Jarabacoa.

Coordenadas UTM aproximadas: 332000, 2111300.

Sector alternativo: zona Salto Río Jimenoa.

Materiales: tobas líficas-vítreas de grano medio y grueso, y brechas volcánicas de composición andesítica a basáltico-andesítica, con intercalaciones locales de flujos basálticos, de edad Albiense-Cenomanense (112-99 Ma). La sección muestra una repetición de capas estratificadas irregularmente o masivas, de tobas de lapilli poco seleccionadas. Estos materiales están afectados por una deformación frágil asociada a la Falla de Bona-La Guácara de movimiento transcurrente inverso. Del Ojo del agua parte un sendero ecoturístico que desciende hasta el Salto de Jimenoa.

LIG 4: Los Corozos

Batolito de Jumunucu.

Localización: Los Corozos, SO de Jarabacoa.

Coordenadas UTM aproximadas: 322000, 2110700.

A realizar en función estado camino de acceso y tipo de vehículos

Materiales: cumulos ultrabásicos (wehrlitas, hornblenditas), gabros y gabros hornbléndicos, y tonalitas con hornblenda foliadas, de edad límite Turoniense-Coniacense (89,6±0,17 Ma; U-Pb en zircones), representativos del plutonismo de arco magmático Cretácico Superior. En la parada se puede observar el encajamiento del río Yaque del Norte.

LIG 5: Salto Río Baiguate

Grupo Tireo. Formación Constanza.

Materiales: tobas líticas-vítreas de grano medio y grueso, y brechas volcánicas de composición andesítica a basáltico-andesítica, con intercalaciones locales de flujos basálticos, de edad Albiense-Cenomanense (112-99 Ma). La sección muestra una repetición de capas estratificadas irregularmente o masivas, de tobas de lapilli poco seleccionadas. Estos materiales están afectados por una deformación frágil asociada a la Falla de Bona-La Guácara de movimiento transcurrente inverso. El LIG se centra también en el Salto del Río Baiguate, de gran valor paisajístico y turístico.

LIG 6: Guaiguí

Asociación Volcano-Plutónica de Loma La Monja

Localización: Río Camú-Guaiguí, S de La Vega.

Coordenadas UTM aproximadas: 335000, 2119000.

Materiales: secuencia de pizarras silíceas, cherts con radiolarios de edad Oxfordiense a Titónico, calizas pelágicas, basaltos almohadillados, hialoclastitas, brechas basálticas y doleritas, de Jurásico Superior. Esta sección aflora en el margen meridional de la Peridotita de Loma Caribe y es representativa del fondo oceánico proto-Caribeño.

BIBLIOGRAFÍA

- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., y Demitriev, L., 1990. REE/non REE element hygromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology*, 82, 1-14.
- Bowin, C.O., 1966, *Geology of the central Dominican Republic: Geological Society of America Memoir* 98, p. 11–84.
- Bowin, C. 1975. The geology of Española. En: Naim, A., Stehli, F., (ed.), *The ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean*, Vol. 3. New York, Plenum Press, 501-552.
- Contreras, F., Ardévol, Ll., Granados, L., Calvo, J.P., Escuder Viruete, J., Escuer, J., Florido, P., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R., 2004. Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Jicomé (5973-IV). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 158 pp.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford A.J. (Ed.), *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman London, 1-49.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135–149.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- Dolan J., Mullins, H., Wald, D., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean region: oblique collision, strain partitioning and opposing slabs. In: Dolan J., Mann, P. (Eds), *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 326, 1-61.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G., Case, J. (Eds), *The Caribbean Region*. Vol. H. *The Geology of North America*. Geological Society of America, 339–374.
- Donnelly, K., Goldstein, S., Langmuir, C., Spiegelman, M., 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth Planetary Science Letters* 226, 347-366.
- Draper, G. and Lewis, J., 1991. Metamorphic belts in Central Española. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper 262, 29-46.
- Draper, G., Mann, P. y Lewis, J. F., 1994. Hispaniola. En: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (ed.), *Caribbean Geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Defant, M.J. y Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., y Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. En: Brown, M., Candela, P.A., Peckert, D.L. (ed.), *Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks*, Special Paper. Geological Society of America, Boulder, vol. 315, 205– 215.
- Escuder Viruete, J., 2004. *Petrología y Geoquímica de Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Sysmin): Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero*. Informe Complementario al Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000. IGME-BRGM-INYPSA, Santo Domingo, 130 pp.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Bernardez, E., Hernaiz Huerta, P.P., Lewis, J., Lopera, E. y Pérez-Estaún, A., 2004. La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1), 41-44.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Ullrich, T.D. Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A., 2006 a. Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. *Journal of Structural Geology*, 28, 1496-1519.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., Monthel, J., García Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A., 2006 b. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90, 161-186.

- Escuder Viruete J., Pérez-Estaún A., Contreras F., Joubert M., Weis D., Ullrich T.D. y Spadea P., 2007 a. Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*. 112, B04203. doi: 10.1029/2006JB004323.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Pérez-Estaún, A., Friedman, R. y Ullrich, T.D., 2007 b. Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. *Lithos* 99, 151-177. doi: 10.1016/j.lithos.2007.01.008.
- Escuder Viruete, J., Joubert, M., Urien, P., Friedman, R., Weis, D., Ullrich, T., Pérez-Estaún, A. (2008) Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos*, 104: 378-404. doi:10.1016/j.lithos.2008.01.003
- Escuder Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Weis, D. (2008). Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences*. doi: 10.1007/s00531-007-0253-4.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Weis, D., 2009. Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 407-425. doi: 10.1007/s00531-007-0253-4.
- Ewart, A., Collerson K.D., Regelous M., Wendt, J.I., Niu, Y., 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec- Lau Arc-Back-arc system: the role of varying mantle wedge composition in space and time. *Journal of Petrology* 39, 331-368.
- Falloon T.J., Danyushevsky L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1.5, 2.0 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology* 41, 257-283.
- Frey F.A., Nicolaysen K., Kubit B.K., Weis, D., Giret A., 2002. Flood basalts from Mont Tourmente in the Central Kerguelen Archipelago: the change from tholeiitic/transitional to alkalic basalts at ~25 Ma. *Journal of Petrology* 43, 1367-1387.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Furukawa, Y., Tatsumi, Y., 1999. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13–15 Ma. *Geophysical Research Letters* 26, 2271– 2274.
- Gómez Sáinz, A., 2000. Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Constanza (6072). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 230 pp.
- Gradstein F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A geologic time scale 2004. Cambridge University Press. 610 pp.
- Gribble R.F., Stern R.J., Bloomer S.H., Stuben D., O'Hearn T., Newman S., 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin, *Geochimica and Cosmochimica Acta* 60, 2153-2166.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Newman, S., Bloomer, S.H. y O'Hearn, T., 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 39, 125-154.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341–2357.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Mitchell, S.F., Millar, I.L., 2008. Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous oceanic plateau lavas in eastern Jamaica. *Lithos*, 101, 323-343.
- Hauff, F., K. A. Hoernle, P. van den Bogaard, G. E. Alvarado, and D. Garbe-Schönberg (2000), Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5), 1009, doi:10.1029/1999GC000020.
- Hoernle, K., Bogaard, P. van den, Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G.E., Garbe-Schönberg, D., 2002. Missing history (16–71 Ma) of the Galapagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas, *Geological Society American Bulletin*, 30(9), 795–798.
- Hoernle, K., Hauff, F., Bogaard, P. van den, 2004. A 70 Myr history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province, *Geology*, 32, 697–700, doi:10.1130/G20574.1.

- Hawkins, J.W., 1995. The geology of the Lau Basin. In: Taylor, B. (Ed.), *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Plenum Press, New York, pp. 63–138
- Hergt, J.M., Hawkesworth, C.J., 1994. Pb-, Sr- and Nd-isotopic evolution of the Lau Basin: implications for mantle dynamics during backarc opening. In: Hawkins, J., Parsons, L., Allan, J. (Eds.), *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results 135*, 505-517.
- Ishizuka, O., Kimura, J.I., Li, Y.B., Stern, R.J., Reagan, M.K., Taylor, R.N., Ohara, Y., Bloomer, S.H., Ishii, T., Hargrove, U.S., Haraguchi, S., 2006. Early stages in the evolution of Izu–Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 250, 385-401.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, *Miscellaneous Paper* 66.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Schellekens, H.S., Santos, S., 1998. Volcanism, tectonics, and stratigraphic correlations in Puerto Rico. In: Lidiak, E.G., Larue, D.K. (Eds.), *Tectonics and geochemistry of the northeastern Caribbean*. Geological Society of America Special Paper 322, 1–34.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.K., Wu, T.W., 2001. Secular geochemistry of Central Puerto Rican island arc lavas: constraints on mesozoic tectonism in the eastern Greater Antilles. *Journal of Petrology* 42, 2197-2214.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.P., 2006. Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles island arc). *Geologica Acta* 4, 35-62.
- Joubert, M., Urien, P., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, C., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J., Mortensen, J.K., Ullrich, T.D., Friedman, R., 2004. Mapa Geológico Rep Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo. 192 pp.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Saunders, A.D., 1997. The Caribbean–Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In: Mahoney, J., Coffin, M.F. (Eds), *Large Igneous Provinces*. AGU Washington DC. pp. 123–144.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., and Tarney, J., 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1581–1599.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F., Duncan, R.A., 2002. Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean–Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research* 107 (B7), 10.1029/2001JB000790.
- Kerr, A.C., Tarney, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33, 269–272. doi: 10.1130/G21109.1
- Kesler, S.E., Lewis, J.F., Jones, L.M., and Walker, R.L., 1977, Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 65, p. 91–99.
- Kesler, S.E., Russell, N., Seaward, M., Rivera, J.A., McCurdy, K., Cumming, G.L., and Sutter, J.F., 1981, Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 76, p. 1096–1117.
- Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., McCurdy, K., and Cumming, G.L., 1990a, Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic, *in* Mann, P., et al., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper* 262, p. 187–201.
- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C., Santos, L., Rodriguez, A., and Fondeur, L., 1990b, Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic, *in* Mann, P., et al., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper* 262, p. 173–185.
- Kesler, S.E., Sutter, J.F., Barton, J.M., and Speck, R.C., 1990c, Age of intrusive rocks in northern Hispaniola, *in* Mann, P., et al., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper* 262, p. 165–172.
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Smith, C.N., Hall, C.M., and Allen, C.M., 2005a. Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* (in press).

- Kesler, S.E., Russell, N., and McCurdy, K., 2003, Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 668–682.
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Allen, Ch.M., 2005b. Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *GSA Bulletin*. 117 (7/8), 987–995. doi: 10.1130/B25594.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Lepinay, B.M., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernández, J. y Loubet, M., 1997. Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- Lapierre, H., Dupuis, V., de Lepinay, B.M., Bosch, D., Monie, P., Tardy, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Polve, M., Yeghicheyan, D., Cotten, J., 1999. Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193-207.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., 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* 105, 8403-8421.
- Larter, R.D. Vanneste, L.E Morris., P., Smyth D.K. 2003. Tectonic evolution and structure of the South Sandwich arc. In: Larter, R., Leat P.T. (Eds.), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*, Geological Society of London Special Publication 219, 255-284.
- Leat, P.T., Pearce, J.A, Barker, P.F., Millar, I.L., Barry, T.L., Larter, R.D., 2004, Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 17-35.
- Lewis, J.F., 1982. Granitoid Rocks in Española. En: Amigo del Hogar Publishers, Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, 403-408 pp.
- Lewis, J.F. y Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E., (ed.). *The Geology of North America, Vol. H, The Caribbean region*. Geological Society of America, 77-140.
- Lewis, J.F. y Jiménez, J.G., 1991a. Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. Geological Society America Special Paper 262, 115-142.
- Lewis J.F., Amarante, A, Bloise G., Jimenez J.G. y Dominguez, J., 1991b. Lithology and stratigraphy of Upper cretaceous rocks volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiroo Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord with Haiti. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (ed.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G. y Draper, G., (2002). Subdivisión Geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 81-122.
- Lewis, J.F., Draper, G., Proenza, J., Espaillet, J. y Jiménez, J., 2006, Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta*, 4, 237-263.
- Mann, P., 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En: Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (ed.). *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Proenza, J.A., Gervilla, F., Blanco-Moreno, J., 2006. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 151, 717–736.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411–429.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H. y Defant, M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes; l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 579–595.

- Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F., Schellekens, J., 1994. Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics* 13, 725-732.
- Montgomery, H. y Pessagno, E.A., 1999. Cretaceous microfaunas of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. Caribbean. En: Mann, P. (ed.), Caribbean Basins. *Sedimentary Basins of the World*, 4 (10), 237-246.
- Palmer, H.C. 1979. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle (ed.), *Tectonic Focal Point of the North Caribbean; Española*. Miami Geological Society. 29-68.
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry M.J. (ed.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W. y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pearce, J.A. y Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: Pritchard H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Nearly C.R. (ed.), *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society of London Special Publication 76, 373-403.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995a. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review* 23, 251-285.
- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Lui. W., 1995b. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. *Journal of Petrology* 36, 1073-1109.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79-113.
- Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P.P., Lopera, E., Joubert, M., y grupo SISMYN. Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (2): 157-174.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., Higgs, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Lallemand, A. and Sisson V.B. (Eds.), *Caribbean-South American plate interactions*. Geological Society of America Special Paper 394, 7-52.
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Lewis, J. F., Longo., Garuti,G., 2007, Chromium spinel composition and the platinum group minerals from the PGE rich Loma chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic: *Canadian Mineralogist*: v. 45, p.631-648.
- Rapp, R.P., Shimizu, N. y Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425, 605- 609.
- Révilion, S., Hallot, E., Arndt, N., Chauvel, C., Duncan, R.A., 2000. A Complex History for the Caribbean Plateau: Petrology, Geochemistry, and Geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola. *Journal of Geology* 108, 641-661.
- Sajona, F.G., Maury, R., Bellon, H., Cotten, J. y Defant, M.J., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37, 693-726.
- Salters, V.J.M., Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, doi: 10.1029/2003GC000597.
- Schellekens, J.H., 1998. Geochemical evolution and tectonic history of Puerto Rico. *Geological Society of America Special Paper* 322, 35-66.
- Sen, G., Hickey-Vargas, D.G., Waggoner, F., Maurasse, F., 1988. Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: the life cycle of supra subduction ophiolites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2 [2000GC000080].
- Shervais, J.W., Murchey, B., Kimbrough, D.L., Hanan, B.B., Renne, P.R., Snow, C.A., Schuman, M.Z., and Beaman, J., 2004, Multi-stage origin of the Coast Range Ophiolite, California: Implications for the life cycle of supra-subduction zone ophiolites: *International Geology Review* 46, 289-315.

- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K., Jahn, B.M., 1998. Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 479–492.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 221–235.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42, 313–345.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., Fryer, B.J., Hertogen, J., Roddick, J.C., 1990. Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bight Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 219–241.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., and Szybinski, Z.A., 1997, Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian- Ordovician Laurentian margin of the Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland, In Sinha, A.K., (Eds.), *The nature of magmatism in the Appalachian orogen*. Geological Society of America Memoir 191, 337–364.
- Stein, G., Ardévol, L.I., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, E., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R., 2004. Mapa Geológica de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., 2002. Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Petrology* 43, 1029–1047.
- Tatsumi, Y., Hanyu, T., 2003. Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Setouchi volcanic belt, SW Japan. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, [1081GC000080].
- Taylor, R.N. y Nesbitt, R.W., 1995. Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie, J.L. (ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication, 81, 115–134
- Taylor, B., Zellmer, K., Martinez, F., Goodliffe, A., 1996. Seafloor spreading in the Lau backarc basin: *Earth and Planetary Science Letters* 144, 35–40.
- Urien, P., Joubert, M., Ardévol, L.I., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R., 2004. Mapa Geológica de la República Dominicana a E. 1:50.000, Dajabón (5874-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 231 pp.
- Wakabayashi, J. y Dylek, Y., 2003. What constitutes “emplacement” of an ophiolite?: Mechanisms and relations to subduction initiation and formation of metamorphic soles. En: Dylek, Y., Robinson, P.T. (ed.) *Ophiolites in Earth History*. Geological Society London Special Publication, 218, 427–447.
- Weis, D. Frey, F.A., 2002. Submarine Basalts of the Northern Kerguelen Plateau: Interaction between the Kerguelen Plume and the Southeast Indian Ridge Revealed at ODP Site 1140. *Journal of Petrology* 43, 1287–1309
- Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., Barling, J., de Jong, J., Williams, G.A., Hanano, D., Pretorius, W., Scoates, J.S., Goolaerts, A., Friedman, R.M., Mahoney, J.B., 2006. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7 [2006GC001283].
- Whalen J. B., Currie K. L. & Chappell B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.
- Winchester J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30.
- Woodhead, J.D., Eggins. S.M., Johnson, R.W., 1998. Magma genesis in the New Britain island arc: further insights into melting and mass transfer processes. *Journal of Petrology* 39, 1641–1668.

Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409, 500–504.

Anexo I

Notas sobre los estudios petrológicos

1. Los límites utilizados en las divisiones del tamaño de grano en rocas ígneas cristalinas han sido:

<i>Grano muy grueso</i>	= ≥	16 mm
<i>Grano grueso</i>	= ≥	2 < 16 mm
<i>Grano medio</i>	= ≥	0,25 < 2 mm
<i>Grano fino</i>	= ≥	0,032 < 0,25 mm
<i>Grano muy fino</i>	= ≥	0,004 mm < 0,032 mm
<i>Criptocristalino</i>	<	0.004 mm (4 μm)

2. Las abreviaciones minerales utilizadas en su descripción proceden de: Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 68, p. 277-279.

3. En la microfotografías las abreviaciones indican: LN, luz normal; LP, luz polarizada. La anchura del campo es normalmente de 1 cm (x1,25) o de 5 mm (x2,5), aproximadamente.

4. Las texturas de las rocas volcánicas, volcanoclásticas y volcanogénicas sedimentarias son descritas siguiendo la terminología de: McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993). Volcanic Textures, a guide to interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. 190 pp.

5. Las rocas ígneas y volcánicas son clasificadas siguiendo la terminología de: Gillespie, M.R., Styles, M.T. (1999). BGS Rock Classification Scheme. Volume 1: Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report, RR 99-06. 52 pp.

Anexo II Metodología y Técnicas Analíticas

Geoquímica

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas y metamórficas del Complejo de Samaná, la metodología seguida en este trabajo consistió en integrar un gran volumen de datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos, en lo posible de los tipos litológicos poco o nada deformados y/o metamorfizados. Para ello, la composición de elementos mayores y trazas fue obtenida en muestras de roca total, molida en ágata y analizada mediante ICP-MS en ACME Analytical Laboratories Ltd en Vancouver. Los análisis obtenidos en el ámbito del presente Proyecto en muestras de rocas ígneas y metamórficas de las Hojas de Jarabacoa y La Vega están incluidos en este Anexo II.

Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para Fe_2O_3 (0,04%), P_2O_5 (0,001%) y Cr_2O_3 (0,002%); para los elementos trazas son típicamente <0,1 ppm y para las tierras raras <0,05 ppm, e incluso <0,01 ppm. En detalle, los límites de detección (en ppm) fueron: Ba, 1; Be, 1; Co, 0,2; Cs, 0,1; Ga, 0,5; Hf, 0,1; Nb, 0,1; Rb, 0,1; Sn, 1; Sr, 0,5; Ta, 0,1; Th, 0,2; U, 0,1; V, 8; W, 0,5; Zr, 0,1; Y, 0,1; La, 0,1; Ce, 0,1; Pr, 0,02; Nd, 0,3; Sm, 0,05; Eu, 0,02; Gd, 0,05; Tb, 0,01; Dy, 0,05; Ho, 0,02; Er, 0,03; Tm, 0,01; Yb, 0,05; Lu, 0,01; Mo, 0,1; Cu, 0,1; Pb, 0,1; Zn, 1; Ni, 0,1; As, 0,5; Cd, 0,1; Sb, 0,1; Bi, 0,1; Ag, 0,1; Au, 0,5 (ppb); Hg, 0,01; Tl, 0,1; y Se, 0,5. La precisión y exactitud analítica fue estimada analizando los estándares internacionales STD CSC y SO-18, así como mediante análisis duplicados de algunas muestras. En general, la precisión del estándar fue mejor de $\pm 1\%$ y la exactitud en los análisis duplicados mejor de 0,5%. El Fe procedente de los análisis fue Fe total como Fe_2O_3 , por lo que fue recalculado como $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \cdot 1,11135$ y $\text{FeO}_{\text{calc}} = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO_2 a P_2O_5 fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como $100 \cdot \text{mol MgO} / (\text{mol MgO} + \text{mol FeO}_t)$, donde $\text{FeO} = 0,8 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para el manto primordial y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y McDonough (1989).

En una primera aproximación, los datos geoquímicos fueron utilizados para discriminar las muestras en contextos magmáticos relacionados o no con procesos de subducción, y su impacto en la definición de unidades cartográficas. Existen numerosos autores que han propuesto criterios geoquímicos que discriminan rocas formadas en diferentes medios tectónicos, como los relacionados con un arco isla (Pearce, 1983; Wood *et al.*, 1980; Shervais, 1982; Pearce *et al.*, 1984; Taylor y Nesbitt, 1995; Pearce y Parkinson, 1993; Pearce y Peate, 1995). Para rocas volcánicas de arco alteradas, los principales elementos traza utilizados son Zr, Nb, Hf, Ta, Ti e Y (*high field strength elements*, HFSE), que proporcionan una guía preliminar de la afinidad petrológica y tectónica de las rocas volcánicas básicas e intermedias. Otros elementos traza resistentes a la alteración utilizados son las REE (*rare earth elements*) y el Th. El Th es un LFSE (*low field strength element*) que, a diferencia de otros elementos de este grupo (Rb, Ba, Sr, Cs, U y Pb), resiste los procesos de alteración y metamorfismo, y proporciona la única oportunidad de comparar el comportamiento primario de estos dos grupos (LFSE vs HFSE), que refleja procesos operativos en medios tectónicos específicos. En este trabajo, la concentración de estos elementos inmóviles fue expresada en diagramas normalizados respecto al manto primitivo (PM; *primitive mantle*) y N-MORB (*normal mid-ocean ridge basalt*) de Sun y McDonough (1989), ordenados siguiendo su compatibilidad creciente (de izquierda a derecha) en un fundido basáltico. De forma complementaria se utilizaron diagramas que utilizan relaciones de elementos traza para discriminar entre varios medios tectónicos relacionados o no con

arcos isla. Los datos isotópicos de Sr-Nd procedentes de la bibliografía fueron utilizados en algunos casos junto con los geoquímicos de elementos traza, para interpretar la naturaleza de la fuente mantélica y, particularmente, como evidencia de la influencia o no de plumas mantélicas y de la litosfera continental en la petrogénesis de las rocas ígneas.

En la zona estudiada se reconoció una relativa gran variedad composicional de tipos magmáticos básicos que tienen análogos en medios oceánicos modernos, los cuales proporcionan el marco para la interpretación geoquímica e isotópica. Las rocas volcánicas no relacionadas con procesos de subducción fueron comparadas respecto a los basaltos N-MORB (*normal mid-ocean ridge basalts*), E-MORB (*enriched-MORB*) emitidos en dorsales influenciadas por plumas, y OIB (*ocean island or oceanic intra-plate basalts*) relacionados con la actividad de plumas mantélicas. Los basaltos transicionales son aquellos que tienen características geoquímicas intermedias entre los toleíticos y alcalinos según Winchester y Floyd (1977). Las rocas volcánicas de medios de arco se caracterizan por un enriquecimiento de LFSE (Th) relativo respecto a los más incompatibles HFSE (Nb-Ta), y empobrecimiento en Nb (y Ta) respecto a La. Los tipos reconocidos fueron característicos de arcos intraoceánicos: boninitas fuertemente empobrecidas en elementos incompatibles, andesitas ricas en Mg, basaltos toleíticos IAT (*island arc tholeiites*) variablemente empobrecidos en Ti o LREE, andesitas y basaltos calco-alcalinos CAB (*calc-alkalic basalts*), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakitas. Las rocas plutónicas que forman las unidades o batolitos ultramáfico-gabroico-tonalíticos fueron caracterizadas geoquímicamente siguiendo un procedimiento similar.

Sin embargo, las rocas ígneas y metamórficas de la zona estudiada fueron variablemente deformadas y metamorfizadas; por lo tanto, antes de hacer interpretaciones petrogenéticas basadas en la geoquímica de roca total, se debe evaluar la movilidad de los elementos utilizados. Los elementos inmóviles bajo un amplio rango de condiciones metamórficas, incluyendo la alteración de fondo oceánico a relaciones agua/roca bajas y moderadas (Bienvenu *et al.* 1990), son los elementos de transición (V, Cr, Ni y Sc), los HFSE, las REE y el Th. También, los minerales accesorios con REE son estables si no han sufrido un metamorfismo intenso, así como la desaparición parcial de los minerales portadores de las LREE no afecta significativamente la relación isotópica Sm-Nd a la escala de roca total. Por otro lado, la buena correlación obtenida entre el Zr frente a Th, Nb, La, Sm, Ti y Yb sugiere que estos elementos traza fueron relativamente inmóviles durante el metamorfismo, y las diferencias que muestran en la relaciones son debidas a un variable grado de fusión o a diferencias en la fuente mantélica.

Anexo III Análisis geoquímicos de roca total

<i>Hoja</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>
Número	6073II	6073II	6073II	6073I	6073I	6073I	6073I	6073II	6073II
X (UTM)	-70,5678	-70,5678	-70,5675	-70,6988	-70,6869	-70,6431	-70,5596	-70,5527	-70,7170
Y (UTM)	19,1611	19,1601	19,1594	19,2413	19,2340	19,2117	19,1749	19,1330	19,1616
Unidad	LLM	LLM	LLM	LLM	LLM	LLM	LLM	Anfibolitas	Duarte
Litología	Basaltos	Hialoclastitas	Basaltos	Basaltos	Basaltos	Basaltos	Gabbros	Anfibolitas	Lavas
Muestra	6073IJE9391A	6073IJE9391B	6073IJE9391C	6073IJE9538	6073IJE9548	6073IJE9468	6073IJE9707	6073IJE9365	6073IJE9301
SiO₂	48,32	49,33	50,62	50,39	49,53	56,36	43,85	45,03	48,31
TiO₂	1,24	1,26	1,19	1,25	1,34	1,09	0,67	1,99	3,84
Al₂O₃	13,97	14,24	13,46	12,43	13,09	13,92	13,55	14,07	13,44
Fe₂O₃	12	12,22	11,53	13,39	14,78	10,87	9,9	14,94	14,45
MgO	8,11	7,98	7,56	5,68	5,87	2,5	13,96	9,13	5,17
CaO	8,7	7,47	8,67	10,81	9,89	6,82	10,4	10,87	9,11
Na₂O	3,28	3,53	3,07	1,94	2,53	3,65	1,16	1,98	2,61
K₂O	0,74	0,52	1,21	0,04	0,29	1,37	0,76	0,17	0,07
P₂O₅	0,106	0,103	0,1	0,109	0,118	0,294	0,061	0,186	0,345
MnO	0,19	0,18	0,17	0,22	0,22	0,13	0,16	0,23	0,16
Cr₂O₃	0,028	0,027	0,025	0,01	0,008	<0,002	0,143	0,039	0,031
LOI	3	2,9	2,1	3,6	2,1	2,7	5	1	2,2
C/TOT	0,09	0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	0,31	0,05	0,04	0,09	0,13	0,04	<0,02	0,03	<0,02
SUM	99,75	99,8	99,75	99,89	99,76	99,74	99,7	99,7	99,72
Cs	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	7,6	6,1	21	0,5	3,8	20,4	13,2	3,2	0,7
Ba	82	58	86	9	34	1048	442	97	39
W	0,9	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	1,1
Th	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	3,5	0,2	0,5	2,8
U	0,3	0,2	0,4	<0,1	<0,1	1,5	0,2	0,2	0,9
Nb	12,6	8,2	25,4	4,6	4,9	27,3	7	13,5	55
Ta	18,6	6	35,6	<0,1	<0,1	64,1	9,8	0,7	38,6
La	3,7	3,2	3,6	3,6	4	13,9	2	11	29,5
Ce	9,4	9,2	9,1	9,3	10,3	28,8	4,9	27,1	67,2
Pb	17,3	12,4	158,9	0,2	0,2	20,9	22,8	0,5	99,6
Pr	1,54	1,48	1,47	1,48	1,62	4,27	0,81	4,03	9,17
Mo	0,2	0,4	0,2	1,3	0,7	1,6	0,2	0,2	0,1
Sr	172,9	141,4	215,7	51	98,8	127,5	58,4	263	471,6
Nd	7,6	7,9	7,7	8,2	8,4	21,2	4,7	19,6	41,1
Sm	2,46	2,45	2,41	2,55	2,82	5,09	1,27	4,87	8,01
Zr	57,9	61,2	56,8	62,5	68	69,2	28,9	119,5	237,2
Hf	1,7	1,8	1,7	1,9	2,3	2,7	0,9	3,6	6,6
Eu	0,96	0,92	0,88	0,91	1,04	1,36	0,51	1,74	2,83
Sn	1	1	1	<1	<1	2	<1	2	3
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	3,37	3,37	3,09	3,68	3,9	5,8	1,78	5,14	7,56
Tb	0,62	0,62	0,59	0,73	0,78	0,97	0,34	0,89	1,17
Dy	3,79	3,82	3,48	4,41	4,88	5,46	2,02	4,84	6,1
Y	23,4	24,2	22,2	28	29,4	34,7	13	24,9	30,5
Ho	0,87	0,89	0,81	0,99	1,08	1,22	0,48	0,95	1,17
Er	2,46	2,51	2,27	2,89	3,2	3,4	1,31	2,39	2,94
Tm	0,39	0,4	0,39	0,46	0,49	0,55	0,22	0,34	0,42
Yb	2,43	2,41	2,33	2,93	3,15	3,19	1,29	2,05	2,49
Lu	0,37	0,4	0,35	0,44	0,47	0,49	0,22	0,27	0,35
Se	1,8	<0,5	<0,5	0,7	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	3	1,3	0,7	1,1	1,2	5	<0,5	<0,5	0,7
Ga	14,3	12,9	14,8	17,8	18,6	19,2	11,5	23,6	24,7
V	391	379	373	404	438	303	234	463	401
Co	49	47,6	42	48,8	54,1	22,4	59,4	60,8	41
Ni	67,3	67,2	45,9	43,6	30,8	4,7	212,3	24,1	77,8
Cu	173,5	174	177	158,5	189,7	193,6	84,6	86,4	8,5
Zn	61	70	48	72	70	67	31	27	26
Cd	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	51	51	48	47	50	40	43	35	31
Ni	102	104	88	73	80	<20	359	137	112
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	92,3	3,5	5,1	3,5	2,3	5,2	0,9	<0,5	1,1

Hoja	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>La Vega</i>
Número	6073I	6073I	6073I	6073I	6073II	6073II	6073II	6073II	6073I
X (UTM)	-70,6374	-70,6966	-70,7007	-70,6967	-70,5480	-70,7052	-70,7067	-70,7067	-70,6422
Y (UTM)	19,1773	19,1965	19,2328	19,2332	19,0507	19,0758	19,0727	19,0727	19,1767
Unidad	Duarte	Duarte	Duarte	Duarte	FmC	FmBPPD	FmBPPD	FmBPPD	FmR
Litología	Doleritas	Doleritas	Lavas	Picritas	Lavas	Lavas	Lavas	Lavas	Metaandesita
Muestra	6073IJE9427	6073IJE9500	6073IJE9530	6073IJE9544	6073IJE9216	6073IJE9284	6073IJE9286A	6073IJE9286B	6073IJE9426B
SiO₂	52,51	56,87	44,28	49,54	49,53	48,02	49,1	48,73	64,72
TiO₂	4,47	1,04	1,37	1,44	0,85	1,46	2,03	2,18	0,26
Al₂O₃	12,81	15,4	10,08	13,07	14,2	14,6	14,63	14,85	10,75
Fe₂O₃	10,89	8,48	12,71	12,1	10,91	12,35	11,99	12,33	6,83
MgO	4,64	3,99	14,84	7,3	8,59	6,92	6,71	6,51	6,47
CaO	5,75	5,59	7,34	6,28	11,8	11,62	10,82	10,81	4,67
Na₂O	6,23	6,89	1,91	5,29	2,05	1,89	2,14	2,34	2,03
K₂O	0,05	0,13	0,13	0,14	0,12	0,28	0,16	0,24	0,57
P₂O₅	0,59	0,182	0,247	0,378	0,065	0,151	0,186	0,189	0,085
MnO	0,14	0,14	0,18	0,14	0,18	0,19	0,18	0,2	0,12
Cr₂O₃	0,004	0,012	0,168	0,129	0,054	0,019	0,037	0,033	0,064
LOI	1,6	1,1	6,4	4	1,2	2,2	1,7	1,3	3,2
C/TOT	<0,02	0,03	<0,02	0,31	0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
SUM	99,7	99,78	99,73	99,83	99,6	99,76	99,74	99,71	99,83
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	0,3	0,6	1,5	2,3	2,6	4,7	2,1	4,8	7,8
Ba	31	100	62	133	30	139	83	88	279
W	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	1,2	1	<0,5	<0,5
Th	3,3	1,3	0,6	0,8	0,3	1,7	0,9	1,3	1,8
U	1	0,4	0,2	0,2	0,8	1,1	1,3	0,4	0,7
Nb	44	14,8	13	14,8	41,1	72,8	61,9	23,7	3,4
Ta	2,8	0,7	0,4	0,6	73,9	99,8	102	14,2	<0,1
La	32,9	11,5	8,3	9,9	2,8	14,2	12,9	14,4	11,3
Ce	81,3	25,8	17,1	18,8	6,6	30,3	28,6	32,9	23,4
Pb	0,4	0,4	0,7	1,5	1715,8	318,9	333,5	110,3	0,1
Pr	11,69	3,61	2,75	2,91	1,07	3,97	4,17	4,68	3,07
Mo	0,2	0,2	0,2	0,5	0,1	1,4	0,6	0,5	0,1
Sr	454,7	734,9	59,9	173,7	66,4	248,6	278,7	266,6	337,4
Nd	55,9	16,7	13,5	14	5,4	17,3	19,9	22,4	12,9
Sm	13,55	3,73	3,46	3,43	1,71	3,7	4,71	5,18	2,53
Zr	404,9	113,7	75,4	82,8	42,1	93,8	125,1	136,8	64,5
Hf	11,8	3,4	2,4	2,3	1,4	2,6	3,8	3,8	1,8
Eu	3,15	1,31	1,17	1,2	0,65	1,19	1,59	1,75	0,65
Sn	2	<1	<1	<1	1	3	3	2	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	14,42	3,79	3,98	4,08	2,42	3,9	5,13	5,63	1,93
Tb	2,29	0,62	0,66	0,69	0,49	0,63	0,87	0,95	0,24
Dy	12,43	3,41	3,68	4,04	2,97	3,62	4,86	5,29	1,03
Y	61,4	18,4	20,3	24,5	18,4	20	26,6	27,4	5,9
Ho	2,33	0,65	0,75	0,83	0,66	0,7	0,98	1,04	0,2
Er	5,85	1,73	1,91	2,18	1,86	1,94	2,52	2,74	0,5
Tm	0,87	0,26	0,27	0,31	0,28	0,31	0,37	0,4	0,08
Yb	4,92	1,59	1,63	1,96	1,93	1,85	2,27	2,51	0,5
Lu	0,69	0,22	0,23	0,28	0,29	0,28	0,32	0,35	0,08
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	4,1	1,5	1	0,8	<0,5
Ga	24,6	17,9	13,7	14,8	14,1	16,7	19,6	22	12,6
V	405	200	318	303	306	337	365	397	152
Co	40,6	25,8	70	56,3	49,4	51,2	44,2	44,4	30,5
Ni	43,5	10,8	371	447,2	13,2	36	39,3	37,1	74,3
Cu	196,4	59,8	58	35,3	171,6	76,2	109,9	345,4	44,9
Zn	23	12	43	27	7	40	28	28	39
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	31	27	40	28	46	41	40	40	22
Ni	78	34	503	542	128	73	108	100	103
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	1	1,2	2,7	<0,5	10	4,5	3,3	4,2	0,8

<i>Hoja</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>Jánico</i>	<i>Jánico</i>	<i>La Vega</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>
Número	6073I	6073I	6073IV	6073IV	6073I	6073II	6073II	6073II	6073II
X (UTM)	-70,6584	-70,6584	-70,9013	-70,9013	-70,6432	-70,5846	-70,5846	-70,5699	-70,6180
Y (UTM)	19,1383	19,1340	19,3057	19,3057	19,2033	19,0669	19,0669	19,0713	-19,0615
Unidad	FmR	FmR	FmM	FmM	LVz	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.
Litología	Metariolita	Metatobas	Basaltos	Basaltos	Gabbros	Tonalita	Dique	Tonalita	Tonalita
Muestra	6073IJE9942	6073IJE9943B	6073IVMJ9443A	REPMJ9443A	6073IJE9465	6073IJE9056A	6073IJE9056B	6073IJE9059	6073IJE9143
SiO₂	58,82	64,17	40,46	40,67	50,43	64,95	50,31	61,52	70,79
TiO₂	0,54	0,27	0,79	0,76	0,84	0,64	0,73	0,85	0,41
Al₂O₃	13,19	10,41	6,38	6,34	15,61	12,97	13,07	14,94	13,54
Fe₂O₃	7,24	7,27	10,46	10,32	9,7	7,34	12,16	8,11	4,17
MgO	6,68	7,31	22,05	22,12	7,4	3,19	9,36	2,28	1,24
CaO	6,23	3,36	8,32	8,26	10,44	4,41	8,42	5,38	4,37
Na₂O	3,14	2,74	0,27	0,26	2,4	3,51	1,39	3,58	3,38
K₂O	0,23	0,94	0,09	0,09	0,88	1	0,41	0,52	0,86
P₂O₅	0,087	0,092	0,27	0,27	0,06	0,086	0,094	0,141	0,07
MnO	0,12	0,12	0,15	0,14	0,17	0,13	0,19	0,1	0,08
Cr₂O₃	0,08	0,063	0,29	0,294	0,023	0,006	0,057	0,001	0,003
LOI	3,4	3	9,9	9,9	1,8	1,6	3,6	2,4	1
C/TOT	0,02	<0,02	<0,02	-	<0,02	<0,02	0,15	0,07	0,03
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	-	<0,02	<0,02	<0,02	0,18	<0,02
SUM	99,78	99,77	99,57	99,58	99,8	99,82	99,79	99,86	99,89
Cs	<0,1	0,1	0,8	0,9	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	3	13,5	5,7	5,8	9,4	15,7	7,5	7,8	16,4
Ba	124	295	43	44	57	425	226	147	379
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	1,3	2	0,4	0,4	<0,2	1,5	0,3	2,1	1,9
U	0,4	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	0,6	0,2	0,8	0,7
Nb	2,8	3,8	7,2	6,9	0,9	16,4	13,2	17,8	11,8
Ta	<0,1	<0,1	0,3	0,3	<0,1	15,3	19,7	15,8	8,6
La	9	11,5	3,6	3,5	1,7	12,5	2,8	17,5	11,9
Ce	16,6	23,1	7,9	8,1	5,1	27,3	6	35,9	22,5
Pb	0,8	0,8	1,2	-	0,2	38,6	51,2	51,9	28,2
Pr	2,51	3,04	1,26	1,24	0,92	3,98	0,96	4,97	3
Mo	0,2	0,6	<0,1	0,4	0,3	0,3	0,3	0,8	0,3
Sr	277,2	157,5	109,3	109	317,1	254,6	220	390,1	345,2
Nd	11,3	12,8	6	5,6	5,3	17	4,8	22,3	12,6
Sm	2,45	2,31	1,55	1,57	1,77	3,31	1,22	4,28	2,2
Zr	57,4	65,4	36,5	37	39,7	111,2	18,3	118,4	123,9
Hf	1,7	1,9	1,2	1	1,3	3,5	0,6	3,8	3,4
Eu	0,81	0,57	0,57	0,58	0,78	0,9	0,55	1,14	0,77
Sn	<1	<1	1	<1	<1	1	<1	1	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	2,42	1,94	1,62	1,63	2,61	3,2	1,33	4,1	2,12
Tb	0,41	0,25	0,25	0,25	0,52	0,49	0,22	0,65	0,32
Dy	2,33	1,12	1,7	1,63	3,36	2,65	1,21	3,62	1,78
Y	13,6	5,5	8,5	8,4	20,3	14,3	6,1	18	9,5
Ho	0,49	0,19	0,33	0,31	0,76	0,51	0,23	0,65	0,32
Er	1,4	0,51	0,95	0,88	2,07	1,33	0,62	1,75	0,85
Tm	0,2	0,08	0,13	0,13	0,33	0,2	0,09	0,26	0,14
Yb	1,32	0,5	0,76	0,83	2,07	1,24	0,53	1,63	0,91
Lu	0,19	0,07	0,11	0,11	0,32	0,19	0,08	0,25	0,14
Se	<0,5	<0,5	<0,5	-	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	6,5	<0,5	0,5	-	<0,5	<0,5	0,6	0,8	<0,5
Ga	11,4	12,1	9,6	8,9	15,3	15	15,7	17,9	14,9
V	173	129	211	207	308	164	308	134	67
Co	30,7	30,5	84,3	86	40,3	19,7	47,1	12,6	8,4
Ni	79,1	80,9	1041	-	50,1	5,7	88,8	1,1	1,9
Cu	54,3	114,4	33,3	-	59,1	30,5	67,1	8,1	6,8
Zn	41	45	32	-	11	27	62	19	15
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	29	22	24	24	43	25	42	22	12
Ni	100	101	1193	1213	80	29	117	<20	<20
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	-	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	<0,5	1,9	1,5	-	0,6	2,8	1,5	1,1	<0,5

Hoja	Jarabacoa	Jarabacoa	Jarabacoa	Jarabacoa	Manabao	Manabao	Jánico	Jánico	Jánico
Número	6073II	6073II	6073II	6073II	6073III	6073III	6073IV	6073IV	6073IV
X (UTM)	-70,6180	-70,6486	-70,6509	-70,6250	-70,8394	-70,8668	-70,8868	-	-
Y (UTM)	-19,0615	19,0675	19,0336	19,0150	19,0779	19,0683	19,1937	-	-
Unidad	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.	Intrusivo	Intrusivo?	EIBao bat.	EIBao bat.	EIBao bat.
Litología	Dique	Leucotonalita	Gabros	Tonalita	Diorita	Gabrodiorita	Tonalita	-	-
Muestra	6073IIE9143B	6073IIE9154	6073IIE9168A	6073IIE9173B	6073IIIMJ9382	6073IIIMJ9414	6073IVMJ9141	6073IVMJ9626	6073IVMJ9713
SiO2	51,8	76,34	47,81	66,02	50,07	48,79	53,92	41,19	45,52
TiO2	0,55	0,25	0,54	0,54	1,74	0,38	0,85	0,45	1,93
Al2O3	16,52	12,32	14,95	15,67	13,15	14,38	15,62	4,76	7,48
Fe2O3	6,44	2,39	7,79	4,16	14,14	8,17	10,64	12,33	13,96
MgO	8,91	0,56	12,86	2,09	6,23	11,08	5,29	30,38	17,61
CaO	10,22	2,82	10,33	4,87	6,18	12,37	8,38	3,76	9,07
Na2O	1,32	3,6	1,61	3,78	3,51	1,47	3,29	0,28	0,88
K2O	0,61	0,15	0,65	1,02	0,3	0,29	0,4	0,03	0,1
P2O5	0,127	0,044	0,1	0,148	0,15	0,06	0,17	0,04	0,15
MnO	0,13	0,04	0,14	0,08	0,22	0,16	0,18	0,18	0,37
Cr2O3	0,053	0,002	0,118	0,003	0,008	0,072	0,014	0,548	0,216
LOI	3	1,3	2,8	1,5	4	2,5	1	5,3	2,2
C/TOT	0,03	0,08	0,04	<0,02	0,33	<0,02	<0,02	0,03	0,02
S/TOT	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02
SUM	99,73	99,88	99,78	99,87	99,75	99,72	99,76	99,46	99,61
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,3	0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Rb	9	1,9	12,2	23,4	5,1	4	6,5	0,6	0,8
Ba	506	499	377	574	50	149	313	18	47
W	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	1,2	1,8	0,8	3,3	0,5	0,6	0,5	<0,2	0,9
U	0,6	0,8	0,3	1,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,4
Nb	13,3	20	10,4	15,4	6,6	0,5	6,1	1,7	13
Ta	20,2	22,3	16,1	14	0,4	<0,1	0,3	<0,1	0,7
La	9	14,7	6,2	15,7	4,8	3,7	7,5	1,7	8,8
Ce	17,1	25,8	11,4	26,9	12,3	7,2	16,7	3,8	21,6
Pb	22,7	22,4	17	28,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3
Pr	2,43	3,4	1,69	3,2	2,06	1,03	2,53	0,66	3,32
Mo	0,5	0,2	0,7	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5
Sr	345,3	270,4	230,1	366,2	126,9	198,9	564,4	19	99,4
Nd	10,3	12,6	7,7	11,9	9,9	4,3	11,9	3,5	15
Sm	2,45	2,19	1,83	2,13	3,32	1,23	2,84	1,01	3,94
Zr	47,4	137,3	32,9	106,4	72,5	16,4	63,2	23,7	99,7
Hf	1,6	3,9	1	2,8	2,1	0,6	1,9	0,9	3
Eu	0,74	0,74	0,63	0,73	1,3	0,43	0,91	0,36	1,28
Sn	<1	1	<1	1	<1	<1	<1	<1	2
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	2,72	1,83	2,11	1,94	4,13	1,4	2,74	1,13	4
Tb	0,48	0,27	0,39	0,3	0,67	0,23	0,4	0,17	0,56
Dy	2,9	1,53	2,37	1,39	5,16	1,66	2,82	1,25	3,74
Y	17,2	7,9	13,5	9	29,7	10,5	16,2	6,1	17,5
Ho	0,62	0,27	0,51	0,31	1,06	0,38	0,57	0,23	0,66
Er	1,8	0,76	1,41	0,75	3,12	1,17	1,65	0,63	1,74
Tm	0,27	0,12	0,22	0,14	0,49	0,18	0,26	0,1	0,25
Yb	1,73	0,82	1,32	0,77	3,09	1,11	1,64	0,55	1,46
Lu	0,27	0,13	0,19	0,12	0,47	0,16	0,26	0,08	0,2
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	0,7	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ga	15,1	14	12	15,3	17,1	11,9	18	7,2	13
V	175	23	195	89	454	214	263	146	278
Co	34,2	3,8	48,4	11,5	45	45,6	28,9	119,6	73,8
Ni	153,8	2,5	148	14	45,1	52,2	11,2	1374,3	289
Cu	30,9	135,1	20,1	26,2	216,6	113,7	35,6	6,5	131,6
Zn	35	16	17	28	81	15	16	12	21
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	30	6	35	10	47	38	39	18	26
Ni	187	<20	293	25	65	151	39	1818	855
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	0,8	5,2	1,2	0,7	5,9	0,6	<0,5	0,8	3,4

Muestra	Clasificación Petrográfica Muestras Geoquímica roca total
6073IIE9391A	BASALTO ALMOHADILLADO
6073IIE9391B	BASALTO HIALOCLÁSTICO
6073IIE9391C	BASALTO AFANÍTICO
6073IJE9538	BASALTO/FERROBASALTO
6073IJE9548	BASALTO CON OLIVINO Y CLINOPIROXENO AFANÍTICO
6073IJE9468	BASALTO AFANÍTICO
6073IJE9707	GABRO DE GRANO MEDIO, HORNBLÉNDICO
6073IIE9365	ANFIBOLITA Y TONALITA CON HORNBLENDA FOLIADA
6073IIE9301	LAVA BASALTICA VESICULAR
6073IIE9348	METABASALTO VESICULAR
6073IJE9427	MICROGABRO HORNBLÉNDICO
6073IJE9500	MICROGABRO HORNBLÉNDICO FOLIADO
6073IJE9530	BASALTO CON OLIVINO Y CLINOPIROXENO VESICULAR
6073IJE9544	BASALTO PORFÍDICO CON OLIVINO Y CLINOPIROXENO VESICULAR
6073IIE9216	TOBA ANDESÍTICA DE GRANO MEDIO VITREA-LITICA
6073IIE9284	BASALTO PIROXÉNICO VESICULAR
6073IIE9286A	LAVA BASALTICA VESICULAR
6073IIE9286B	LAVA BASALTICA VESICULAR
6073IJE9426B	ESQUISTOS ACTINOLÍTICO-EPIDÓTICOS, MILONÍTICOS
6073IJE9942	METALAVA DACITA PORFÍDICA
6073IJE9943B	METALAVA ANDESÍTICA PORFÍDICA
6073IVMJ9443A	BASALTO MICROPORFÍDICO CON OLIVINO y CLINOPIROXENO
REP6073IVMJ9443A	BASALTO MICROPORFÍDICO CON OLIVINO y CLINOPIROXENO
6073IJE9465	GABRO DE GRANO MEDIO, HORNBLÉNDICO
6073IIE9056A	TONALITA GRANO GRUESO HORNBLÉNDICA
6073IIE9056B	DOLERITA (O MICROGABRO)
6073IIE9059	TONALITA DE GRANO FINO-MEDIO, CON HORNBLENDA ACICULAR
6073IIE9143	TONALITA DE GRANO GRUESO, CON HORNBLENDA Y BIOTITA
6073IIE9143B	DOLERITA (O MICROGABRO) LEUCOTONALITA DE GRANO FINO-MEDIO, CON HORNBLENDA y BIOTITA
6073IIE9154	
6073IIE9168A	GABRO HORNBLÉNDICO
6073IIE9173B	TONALITA PORFIDICA, CON PLAGIOCLASA Y HORNBLENDA
6073IIIMJ9382	CUARZO-GABRO HORNBLÉNDICO DE GRANO GRUESO
6073IIIMJ9414	-
6073IVMJ9141	-
6073IVMJ9626	-
6073IVMJ9713	-

Abreviaturas:

LLM, Asociación Loma La Monja; FmC, Formación Constanza; FmBPPD, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; FmR, Formación Restauración; LVz, Gabros Los Velazquitos; El Río bat., batolito de El Río; ElBao bat., batolito de El Bao.

Anexo IV Distribución del Metamorfismo en la República Dominicana: Notas explicativas al Mapa Geológico

Principales zonas metamórficas

En el área de la República Dominicana, las condiciones del metamorfismo son de tanto una alta relación P/T como de baja relación P/T, graduando desde condiciones de la facies de los esquistos verdes de muy bajo grado a las condiciones de ultra-alta-P.

Generalmente, los contactos entre unidades metamórficas se corresponden con contactos tectónicos, tales como cabalgamientos, fallas normales y zonas de desgarre.

A pesar de que el metamorfismo de cada unidad está establecido en base a un criterio metamórfico simplista, sólo orientado a las condiciones del pico metamórfico y así relacionado con los procesos magmáticos (plutonismo y volcanismo de arco) u orogénicos tempranos (subducción), su distribución a escala regional es consistente con la geometría y evolución geodinámica de La Española. Es decir, las condiciones metamórficas P-T aumentan hacia el núcleo plutonometamórfico del arco isla Caribeño exhumado en la Cordillera Central, y desde las partes externas a las internas del prisma de acreción-colisión estructurado en la Cordillera Septentrional, relacionado con el movimiento de la lámina que subduce. Sin embargo, resultan situaciones más complejas desde la superposición de eventos térmicos más tardíos relacionados con la extensión del arco, o resultantes del desplazamiento lateral de bloques debido a la tectónica de gran escala Neógena de desgarres tardíos.

Facies metamórficas en la República Dominicana

Las facies metamórficas utilizadas aquí están principalmente basadas en los grids petrogenéticos establecidos por Evans (1990) y Spear (1993) para composiciones básicas. En el caso de los metasedimentos ricos en Al o Ca presentes en el prisma de acreción, principalmente en la Península de Samaná, las definiciones de facies cubren actualmente una relativa gran variedad de minerales índice dependiendo de la naturaleza de los protolitos.

A continuación, se describen las principales facies metamórficas presentes en la República Dominicana, representadas por un conjunto de minerales índices específicos para cada grupo litológico composicional. En la lista de facies, los minerales diagnósticos de la asociación mineral metamórfica índice son designados en **negrita**, con los minerales índices adicionales, localmente presentes, indicados en *italica*. Entre paréntesis se indican las apropiadas referencias geográficas de aparece la asociación mineral.

Facies de subesquistos verdes (200–300°C; P < 4kbar)

Sistema máfico: **albita** – **clorita** – **pumpellita**

Metasedimentos volcanoclásticos: **laumontita** – **prehnita**

Sistema pelítico: **caolinita** – **clorita** – **illita** – **interestratificados illita-esmectita**,

Facies esquistos verdes inferior (300–400°C; P < 4kbar)

Sistema máfico y metasedimentos volcanoclásticos: **albita** – **clorita** – **epidota** – **actinolita**

Metapelitas ricas en Na: **albita** – **clorita** – **fengita**

Metapelitas ricas en Al: **pirofilita** – **clorita** – **illita-fengita** – **paragonita** – *cloritoide*

(*Samaná*)

Facies esquistos verdes superior (300–400°C; 4 < P < 8kbar)

Sistema máfico y metasedimentos volcanoclásticos: **albita – lawsonite – clorita – paragonita – fengita – riebeckita-crossita – pumpellita – stilpnomelana**

Sistema pelítico: **fengita – clorita – cloritoide (Samaná)**

Facies esquistos azules (300–400°C; 8 < P < 15kbar)

Sistema máfico: **glaucófana – lawsonita – jadeita-cuarzo – pumpellita (Río San Juan)**

Marble and calcschists: **aragonito – glaucófana**

Sistema pelítico: **ferro-magnesiocarfolita – fengita – cloritoide – pirofilita – lawsonita – aragonito – paragonita (Samaná)**

Metapelitas ricas en Na: jadeita + cuarzo – glaucófana – clorita – paragonita

Metapelitas ricas en Al: **ferro-magnesiocarfolita – pirofilita – diáspora – cloritoide – lawsonita – aragonito – paragonita – sudoita (Samaná)**

Facies esquistos azules superior (400–500°C; 10 < P < 15kbar)

Sistema máfico: **glaucófana – epidota – granate u omfacita (+ jadeita)-esfena (Río San Juan)**

Sistema granítico: **fengita – jadeita- epidota ((Río San Juan)**

Sistema pelítico: **cloritoide – glaucófana – fengita – grafito**

Facies transicional esquistos azules a eclogitas (400–480°C; 15 < P < 20kbar)

Sistema máfico: **glaucófana – epidota (+ granate) – onfacita (+ jadeita)-esfena (Samaná)**

Sistema pelítico: **Mg-cloritoide – fengita – magnesiocarfolita – granate – grafito**

Facies Eclogitas (500–600°C; 13 < P < 25kbar)

Sistema máfico: **granate – onfacita – cuarzo – zoisita – fengita- rutilo**

Sistema granítico: granate-jadeita-fengita- zoisita-rutilo (Samaná, Río San Juan)

Sistema pelítico: **cloritoide – diatena – fengita – granate – glaucófana – paragonita – grafito**

Facies de ultra alta presión (600–800°C; 25 < P < 40kbar)

Sistema máfico: **granate – onfacita – zoisita – coesita – distena – Mg-cloritoide – talco (Unidad La Cuaba)**

Sistema pelítico: **Magnesio-cloritoide – distena – fengita – piropo – talco – coesita**

Facies Anfibolitas (500–650°C; 13 < P < 10kbar)

Sistema máfico: **plagioclasa – hornblenda – zoisita – biotita – cuarzo – clinopiroxeno**

Facies Anfibolitas albitico-epidóticas (400–550°C; 5 < P < 15kbar)

Sistema máfico: **albita – hornblenda/pargasita – epidota/zoisita – biotita – cuarzo – clinopiroxeno**