



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000
MANABAO
(6073-III)

Santo Domingo, R.D., Enero 2007-Diciembre 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 soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr Marc Joubert (BRGM)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

MICROPALEONTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, Le Mans, Francia)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Dr Manuel Abad de Los Santos (Universidad de Huelva, España)
- Dr Fernando Pérez Varela (Universidad de Jaén, España)

PETROGRAFÍA Y GEOQUIMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr Marc Joubert (BRGM)
- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOMORFOLOGÍA

- Dra Angela Suárez (IGME)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera (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 (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter. Director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPSA) del Programa SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA

- Ing. Octavio Lopez
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

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

- Mapas 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 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 Estratigráfico y Sedimentológico sobre las unidades estratigráficas cartografiadas
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Manabao (6073-III) está situada al NO de la República Dominicana, en la Cordillera Central. El Valle del río Yaque del Norte es el principal acceso a esta zona muy montañosa en parte cubierta por los Parques Nacionales Armando Bermúdez y José del Carmen Ramírez. Los relieves abruptos culminan a 3080 m al Pico Duarte en la esquina SO de la Hoja.

La Hoja abarca únicamente el dominio de la Cordillera Central con una estructuración SE-NO. Se trata de un conjunto volcánico-plutónico, constituido por (1) el Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) formado por rocas metamórficas y deformadas de manera dúctil a dúctil-frágil, con firma de meseta oceánica, (2) la Fm. Tireo, secuencia vulcanosedimentaria relacionada con la actividad de un arco de isla del Cretácico Superior, (3) los basaltos Pelona-Pico Duarte de afinidad OIB y de edad 79-68 Ma (Campaniense medio al Maastrichtiense) se disponen estratigráficamente sobre el Grupo Tireo, posiblemente de forma discordante, constituyendo la parte culminante de la secuencia magmática de la zona estudiada (4) los batolitos de Jumunuco y El Río, de composición gabroica a tonalítica, que intruyen los términos anteriores durante el Cretácico Superior.

El Cuaternario, poco representado, está formado por coluviones de piedemonte y depósitos aluviales de terrazas y fondos de valle.

La estructuración de la Hoja se debe en gran parte al contexto compresivo relacionado con la convergencia oblicua entre las placas Norte Americana y Caribeña que se traduce por deformaciones visibles a todas escalas con tres fallas regionales con movimiento general transcurrente senestro: (1) la banda blastomilonítica de La Meseta, con anfibolitas del Complejo Duarte y gabros-cumulados y tonalitas foliadas de Jumunuco; (2) la falla Bonao-La Guácara, en el centro de la Hoja, que separa los batolitos de Jumunuco al Norte y del Río al Sur; (3) la banda blastomilonítica de la Loma del Tambor al SO, con tonalitas foliadas, que limita el batolito de El Río.

La deformación que afecta las rocas consiste principalmente en un cizallamiento muy heterogéneo dúctil-frágil que evoluciona a frágil. El contexto compresivo, bien conocido desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad, condiciona el levantamiento de la Cordillera Central y el encajamiento de la red fluvial.

ABSTRACT

The 1:50,000-scale Manabao map area (Sheet 6073-III) is in the northwest of the Dominican Republic, in the Central Cordillera. The main access to this very mountainous region, partly covered by the Armando Bermudez and José del Carmen Ramirez National Parks, is along the Yaque del Norte river valley. The steep topography peaks at 3080m at Pico Duarte in the SW corner of the area.

Only the Central Cordillera with its NW-SE structure is represented. Here it consists of a volcano-plutonic succession comprising (1) the Duarte Complex (Late Jurassic – Early Cretaceous) formed of metamorphic rocks showing ductile-brittle deformation with an ocean plateau signature, (2) the Tireo Group, a volcano-sedimentary succession associated with Late Cretaceous island-arc activity, (3) the Pelona-Pico Duarte basalts of OIB affinity that are dated at 79-68 Ma (Campanian to Maastrichtian), stratigraphically overlying the Tireo Group with a probable unconformity, and form the topmost part of the magmatic sequence in the studied area, and (4) the Jumunucu and El Río batholiths of gabbroic to tonalitic composition that intruded the earlier units during the Late Cretaceous.

The Quaternary is poorly represented, consisting of piedmont colluvium and terrace and valley-bottom alluvial deposits.

The NW-SE structure of the map area is largely due to the compressive context resulting from oblique convergence of the North American and Caribbean plates. This is indicated by visible deformation at all scales, with the presence of three regional faults indicating general left-lateral transcurrent movement: (1) the La Meseta blastomylonitic band, with the Duarte Complex amphibolite and the Jumunucu gabbro cumulate and foliated tonalite, (2) the Bonaó-La Guácara Fault, in the centre of the area, separating the Jumunucu batholith to the north from the El Río batholith to the south, and (3) the Loma del Tambor blastomylonitic band with foliated tonalite, which bounds the El Río batholith in the southwest.

The deformation affecting the rocks corresponds to very heterogeneous ductile-brittle to brittle shears.

The compressive context, well known from the Late Miocene to the Present, determined the uplift of the Central Cordillera and the deepening of the drainage system.

2.1.2.2.2.1. Formación Restauración (Grupo Tireo). Esquistos verdes con bandeado tectónico en zona de cizalla (14). Cretácico Superior (K ₂)	69
2.1.2.2.2.2. Formación Restauración (Grupo Tireo). Metavolcanitas intermedio-básicas (15). Lavas, brechas, tobas, filitas y esquistos máficos. Cretácico Superior (K ₂).....	71
2.1.2.2.2.3. Formación Restauración (Grupo Tireo). Metavolcanitas ácidas. Lavas, brechas y tobas riódacíticas (16); Cretácico Superior (K ₂).....	73
2.1.2.2.2.4. Formación Restauración (Grupo Tireo). Siltitas y tufitas grises a verdes (17). Cretácico Superior (K ₂)	74
2.1.2.2.2.5. Formación Restauración. Calizas, cherts y pizarras negras (18). Cretácico Superior (K ₂)	75
2.1.3. Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte Campaniense-Maestrichtiense Cretácico Superior (K₂).....	76
2.1.3.1. Generalidades.....	76
2.1.3.2. Formación Basaltos Pelona-Pico Duarte en la Hoja de Manabao	78
2.1.3.2.1. Formación Basaltos Pelona-Pico Duarte. Basaltos vacuolares (19). Cretácico Superior (K ₂)	78
2.2. Cuaternario.....	86
2.2.1. Pleistoceno	86
2.2.1.1. Terrazas altas (20): Gravas y arenas; Pleistoceno (Q1-3).....	86
2.2.1.2. Glacis antiguos (21): Arenas con cantos y arcillas; Pleistoceno (Q1-3).....	86
2.2.2. Holoceno	87
2.2.2.1. Terrazas bajas o llanuras de inundación (22): Gravas y arenas; Cuaternario (Q4)	87
2.2.2.2. Coluviones (23). Brechas, arenas con cantos y arcillas; Cuaternario (Q4)	88
2.2.2.3. Abanicos aluviales (24). Bloques, gravas, arenas y arcillas; Cuaternario (Q4).....	89
2.2.2.4. Fondos de valle (25). Gravas, arenas y arcillas; Cuaternario (Q4)	89
3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA	91
3.1. Petrología	91
3.1.1. Las rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Manabao	91
3.1.1.1. Las rocas ultrabásicas	92
3.1.1.1.1. Peridotitas serpentinizadas (1).	92

3.1.1.2. Batolito de Jumunucu.....	94
3.1.1.2.1. Cumulados ultramáficos y hornblenditas (2)	95
3.1.1.2.2. Gabros y dioritas foliados (3)	97
3.1.1.2.3. Cuarzo-gabros hornbléndicos de grano grueso (3a).....	99
3.1.1.2.4. Tonalitas con hornblenda variablemente foliadas (4).....	100
3.1.1.2.5. Tonalitas muy foliadas (4a).....	101
3.1.1.2.6. Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita de grano grueso a muy grueso (5).....	104
3.1.1.2.7. Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita de grano fino (5a)	104
3.1.1.2.8. Anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (6);	106
3.1.1.3. Batolito de El Bao	112
3.1.1.3.1. Tonalitas con hornblenda variablemente foliadas (4).....	112
3.1.1.4. Batolito de El Río	112
3.1.1.4.1. Tonalitas hornbléndicas, variablemente biotíticas, de grano medio a grueso, foliadas (facies común) (7)	114
3.1.1.4.2. Tonalitas muy foliadas (7a).....	118
3.1.1.4.3. Leucotonalitas biotítico-hornbléndicas de grano grueso a muy grueso, variablemente foliadas (8).....	120
3.1.1.5. Diques relacionados con los batolitos de Jumunucu, de El Bao y de El Río	121
3.1.1.5.1. Diques y sills máficos (9)	121
3.1.1.5.2. Diques aplíticos (10).....	122
3.1.1.5.3. Diques de cuarzo (11)	123
3.2. GEOQUÍMICA	124
3.2.1. Técnicas analíticas y método de trabajo	124
3.2.2. Unidades tectonoestratigráfico-litogeoquímicas	127
3.2.3. Complejo Duarte.....	127
3.2.4. Magmatismo de arco: Grupo Tireo.....	134
3.2.4.1. Serie de basaltos-andesitas toleíticas y calcoalcalinas	135
3.2.4.2. Andesitas magnesianas pobres en Ti	136
3.2.4.3. Basaltos enriquecidos en Nb.....	137
3.2.4.4. Rocas ácidas de la Fm Restauración: dacitas y riolitas.....	137

3.2.5. Magmatismo intraplaca: Plateau Oceánico Caribeño	145
3.2.5.1. Formación Constanza	145
3.2.5.2. Formación Basaltos de Peña Blanca	146
3.2.5.3. Formación Basaltos de Siete Cabezas.....	147
3.2.5.4. Formación de Basaltos de Pelona-Pico Duarte	151
3.2.6. Las unidades intrusivas en la Cordillera Central (Batolitos de Bellavista, Jumunucu, El Bao, El Río, Macutico, Loma del tambor y Loma de Cabrera) 	155
3.3. Geocronología.....	158
3.3.1. Dataciones Ar-Ar en la Hoja de Manabao	159
3.3.1.1. Datación del Batolito de Jumunucu	159
3.3.1.2. Datación del Batolito de El Río.....	160
3.3.1.3. Dataciones de los Basaltos de Pelona-Pico Duarte.....	160
4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO	167
4.1. Macroestructura regional	167
4.2. Mesoestructuras e Historia Deformativa.....	173
4.2.1. Deformación D1	173
4.2.2. Intrusiones contemporáneas con D1	174
4.2.3. Deformación D2.....	175
4.2.4. Deformación D3 e intrusión magmas máficos	175
4.2.5. Deformación D4. Zona de Falla de La Española.....	175
4.2.6. Deformación D5.....	176
4.3. 4.3. Metamorfismo	178
4.4. Estructura de la Hoja de Manabao.....	178
4.4.1. Descripción del mapa y de los cortes geológicos	179
4.4.2. Dominio Cordillera Central	182

4.4.2.1. Fábricas y estructuras del C. Duarte (Zona Norte de la Hoja de Manabao).	182
4.4.2.1.1. Esquistos Verdes del C. Duarte.....	182
4.4.2.2. Estructuras del Grupo Tireo	183
4.4.2.2.1. Estructuras de la Fm Constanza.....	183
4.4.2.2.2. Estructuras de la Fm Restauración.....	183
4.4.2.3. Fábricas y estructuras de las anfibolitas e intrusivos muy foliados	184
4.4.2.3.1.1. Anfibolitas blastomiloníticas	184
4.4.2.3.1.2. Los intrusivos muy foliados de la Hoja de Manabao.....	186
4.4.2.4. Fábricas y estructuras del batolito de Jumunucu (NE de la Hoja de Manabao).....	188
4.4.2.4.1. Secuencia intrusiva del batolito de Jumunuco	188
4.4.2.4.2. Complejo gabrónico-ultramáfico del batolito de Jumunuco	189
4.4.2.4.3. Tonalitas.....	190
4.4.2.4.4. Diques máficos y félsicos	191
4.4.2.4.5. Red de diques leucograníticos, aplopegmatíticos y cuarzo.....	191
4.4.2.5. Fábricas y estructuras del batolito de El Río (Sur de la Hoja de Manabao).	192
4.4.3. Las fallas y lineamientos	193
5. GEOMORFOLOGÍA.....	195
5.1. Descripción de los rasgos fisiográficos.....	195
5.2. Análisis Geomorfológico. Formas estructurales.....	195
5.2.1. Formas gravitacionales.....	196
5.2.2. Formas nivales y periglaciales	196
5.2.3. Formas fluviales y de escorrentía superficial	197
5.2.4. Formas originadas por meteorización química.....	198
5.3. Evolución e Historia Geomorfológica	198
6. HISTORIA GEOLOGICA.....	199
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	200
7.1. Hidrogeología.....	200

7.1.1. Hidrología y climatología	200
7.1.2. Hidrogeología	202
7.2. Recursos minerales.....	203
7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas	203
7.2.2. Rocas industriales y ornamentales.....	206
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	206
8.1. Introducción	206
8.2. Relación de los Lugares de Interés Geológicos.....	207
8.3. Descripción de los Lugares	209
8.3.1. L.I.G. N° 1 Falla de La Guácara-Bonao (Cantera de Pino del Rayo-Manabao)	209
8.3.2. L.I.G. N° 2: Fm Restauración: Puente del Río Yaque del Norte; entrada Sur de La Ciénaga de Manabao	211
8.3.3. L.I.G. N° 3: Fm Pelona-Pico Duarte; basaltos vesiculares del Pico Duarte .	215
8.3.4. L.I.G. N° 4: Cumulados ultramáficos de las Lomas de Arroyo Bonito, Limpia Nariz y Adentro.....	219
8.3.5. L.I.G. N°5 Blastomilonitas de La Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó	222
9. Bibliografía	226

LISTA DE LAS FIGURAS:

- Fig. 1: Ubicación de la Hoja de Manabao (6073-III) en el marco del proyecto SYSMIN II.....27
- Fig. 2: 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 tectónicos37
- Fig. 3: Mapa del NE del margen de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991). 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), La Guácara -Bonaó (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG).38
- Fig. 4: (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 relieve39
- Fig. 5 Principales unidades Morfotectónicas de La Española, (Según Lewis y Draper, 1991, modificado por Pérez Estaún et al, 2007: Proyecto Sysmin)43
- Fig. 6: Mapa de las unidades tectonoestratigráficas de La Española, según Mann et al. (1991): (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, Bonaó-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan. (Según Lewis y Draper, 1991, modificado por Pérez Estaún et al, 2007: Proyecto Sysmin)43
- Fig. 7: Esquema geológico simplificado de La Española, según Lewis y Draper (1990) y los Programas SYSMIN (1999, 2004, 2007) con ubicación de la Hoja de Manabao en el marco del Proyecto SYSMIN II (2007-2010).....44
- Fig. 8 Sucesión tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de la secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en los bloques tectónicos de Jicomé y Jarabacoa de la Cordillera Central. (Escuder Viruete et al, 2004).50
- Fig. 9 Columna tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de dos bloques tectónicos en la Cordillera Central en los que se incluye la zona estudiada, denominados Jicomé y Jarabacoa (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; TRFm, Formación Trois Rivières; 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 Bonaó-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 (HVZ)..51

Fig. 10: Mapa aeromagnético (campo total reducido al polo) de la Hoja de Manabao (CGG, 1999, Proyecto E SYSMIN)	60
Fig. 11 . (a) Basaltos microporfídicos con olivino y titan-augita, LN; (b) Id., LP; (c) Basaltos micro-glomeroporfídicos con orto y clinopiroxeno, LP; (d) Id. Vesiculares o amigdalares, LP; (e) Detalle del fenocristal de clinopiroxeno, LN (f) Basaltos afíricos ricos en amígdalas (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.	85
Fig. 12 (a) Anfibolitas blastomiloníticas con porfiroclastos de epidota, LN; (b) Id., LP; (c) Milonitas máficas con porfiroclastos de piroxeno pseudomorfizados por epidota, LN; (d) Id., LP; (e) Anfibolitas 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 Sp en condiciones metamórficas de la facies de las anfibolitas, LN.	108
Fig. 13 (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.....	109
Fig. 14 (a) Hornblenditas 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 anfibolitizado, 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.....	110
Fig. 15 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 pleocroico 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.....	111
Fig. 16 . 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).	130
Fig. 17 . (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 del Plateau oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 1997a, 2002). Ver explicación en el texto.	131
Fig. 18 (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.	132
Fig. 19 (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 del Plateau Oceánico Caribeño del Cretácico Superior en La Española.....	133

Fig. 20 Características geoquímicas del Grupo Tireo. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO₂, mostrando como comparación los campos composicionales de los grupos BABB, EMORB y BPPD; (b, c, d y e) Covariation of SiO₂ con FeO*/MgO y Al₂O₃. 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 (An₈₀), 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 anfíbolíticos (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). 139

Fig. 21 Características geoquímicas del Grupo Tireo. (a, b, c y d) Diagramas de SiO₂, TiO₂, Nb y Fe₂O₃ 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. 140

Fig. 22 (a, b y c) Diagramas de Jensen (1976); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); y (e) Diagrama para rocas adakiticas..... 141

Fig. 23 (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. 142

Fig. 24 (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. 143

Fig. 25 (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..... 144

Fig. 26 (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales de los gabros de Los Velazquitos, E-MORB y PVD; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983). 148

Fig. 27 (a, b, c y d) Diagramas de TiO₂, Al₂O₃, Nb y Fe₂O₃ frente al MgO; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb..... 149

Fig. 28 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para Las Fms Peña Blanca, Constanza, anfíbolitas 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. 150

Fig. 29 (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/TiO₂ 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). 152

Fig. 30 (a, b, c y d) Diagramas de TiO₂, Al₂O₃, Nb y Fe₂O₃ frente al MgO; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb..... 153

Fig. 31 (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. 154

Fig. 32: Situación de las muestras de las dataciones absolutas. Hoja de Manabao (6073-III) 159

Fig. 33 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de una tonalita-leucotonalita del Batolito de Jumunuco (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9133 (Hbl): Lat:19.155519 ; Long: -70.751648) 163

Fig. 34 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de una tonalita del Batolito El Río (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9134 (WR): Lat:19.033409 ; Long: -70.780738).....	164
Fig. 35 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de un basalto de la Fm Pelona-Pico Duarte; Pico del Yaque-Valle del Tetero, Camino del Pico Duarte (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9026 (WR): Lat:19.032776 ; Long: -70.936396)	165
Fig. 36 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de un basalto de la Fm Pelona-Pico Duarte; Pico Duarte-Valle de Lilís (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9034 (WR): Lat:19.027318 ; Long: -70.995829)	166
Fig. 37: Síntesis geológico-estructural de la República dominicana con la ubicación de la Hoja de Manabao	168
Fig. 38: Corte geológico a travé de la Cordillera Central (Hojas Manabao-Jánico)	169
Fig. 39: (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 tectonomagmática 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).	170
Fig. 40: Mapa geológico esquemático de la Hoja E. 1:100.000 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	171
Fig. 41 Mesoestructuras en el sistema de zonas de cizalla del sector de Manabao-Jarabacoa. (a) Fábrica blastomilonítica en anfibolitas zona cizalla Guanajuma; (b) Complejo Duarte foliado y microplegado en la zona cizalla Guanajuma; (c); Contacto serpentinitas cizalladas de la unidad Peridotítica de Loma Caribe (izquierda) con los Esquistos de Amina-Maimón (derecha), en la zona de falla de La Española; (d) Milonitas de la zona de contacto Complejo Duarte con la Asociación de Loma La Monja, río Yaque del Norte	177
Fig. 42: Ubicación de los indicios descubiertos durante la cartografía de la Hoja Manabao204	
Fig. 43 – Situación de los Lugares de Interés Geológico de la Hoja de Manabao	209

LISTA DE LAS TABLAS:

Tabla 1: Dataciones absolutas realizadas en el cuadrante 1/100.000 de La Vega	158
Tabla 2: Eventos estructurales en la Cordillera Central, sector La Vega-Jarabacoa.....	172
Tabla 3: Síntesis de los indicios de la Hoja de Manabao	205
Tabla 4 Indicios Rocas industriales y ornamentales de la Hoja de Manabao	206
Tabla 5: Situación y coordenadas de los Lugares de Interés Geológico de la Hoja de Manabao	208

LISTA DE LAS FOTOS:

Foto 1: Vista panorámica del valle de El Río Yaque del Norte a Manabao, al primer plano, y del Pico Duarte-La Rucilla_Loma del Mortero en el fondo (41MJ9332_1); Lat: 19,058779; Long: -70,77963828

Foto 2: Pico Duarte (41MJ9036_1); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056)29

Foto 3: La Compartición (41MJ9042_2); Lat: 19,035519 ; Long: -70,96182)29

Foto 4: Pico Duarte Basaltos vesiculares (41MJ9036_6); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056)29

Foto 5: Pico Duarte; Valle de Lilís. Pinos quemados (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_2); Lat:19,030248; Long: -70,994223).....30

Foto 6: La Loma del Mortero (2325 m) Tonalitas foliadas (NO de La Ciénaga) (41MJ9527_1); Lat: 19,089697; Long: -70,952022.....30

Foto 7: Bosque de La Lagunas (1350 m); Camino de la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9537_1); Lat: 19,090651; Long: -70,950214.....30

Foto 8: Bosque húmedo; Loma La Cotorra (1900 m); camino al Pico Duarte (41MJ9062_1); Lat: 19,007026; Long: -70,939771)30

Foto 9: Los Tablones (Arroyo Los Tablones) ; Refugio camino de La Ciénaga al Pico Duarte (41MJ9063_1); Lat: 19,053561; Long: -70,887748).....30

Foto 10: Bosque húmedo, Loma El Alto de Canela (2173m), camino de la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9509_1); Lat: 19,143109; Long: -70,89563231

Foto 11: Bosque húmedo, Loma El Alto de Canela (2173m), camino de la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9509_3); Lat: 19,143109; Long: -70,89563231

Foto 12: Cultivos de Tayotas, La Ciénaga Río Yaque del Norte (41MJ9385_2); Lat: 19,065392; Long: -70,84414731

Foto 13: Invernaderos , La Ciénaga, Valle del Yaque del Norte (41MJ9385_1); Lat: 19,065392; Long: -70,84414731

Foto 14: Loma del Cerrazo (1300 m) vista desde la Loma de Los Ríos, Norte de la Hoja de Manabao (41MJ9505_2); Lat: 19,143109; Long: -70,89563231

Foto 15: Paisaje Loma Jamamucito (NO de la Hoja de Manabao (41MJ9005_3); Lat:19,145677; Long: -70,939956)31

Foto 16: Panorámica desde la Loma Prieta; Basaltos del C. Duarte; NO de la Hoja de Manabao (41MJ9280_1); Lat: 19,151388; Long: -70,96506432

Foto 17: (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.....59

Foto 18: Basaltos porfídicos del C. Duarte; aspecto fluidal de colada (Las Lagunas) (41MJ9155_1); Lat: 19,14946; Long: -70,91294.....62

Foto 19: Basaltos porfídicos esquistoizados del C. Duarte. Las Lagunas (41MJ9149_2); Lat: 19,149942; Long: -70,921909)62

Foto 20: Basaltos porfídicos del C. Duarte, con huecos de disolución de los cumulos de fenocristales Fe-Mg. Las Lagunas (41MJ9149_1); Lat: 19,149942; Long: -70,921909).62

Foto 21: Basaltos del Complejo Duarte esquistoizados, zona de falla; Donajá; Norte de la Hoja de Manabao (41MJ9072); Lat: 19,157461; Long: -70,898962).....62

Foto 22: Pliegue (Eje: N120°E-75SE; PA: N125°E-70°NE) en los Basaltos esquistoizados y meteorizados del C. Duarte. Ctra. de Las Lagunas (41MJ9145_1); Lat: 19,159959; Long: -70,920233).....63

Foto 23: Basaltos esquistozados microplegados del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donaja-Los Ríos Loma del Peñon) (41MJ9168_1); Lat: 19,147951; Long: -70,88868	63
Foto 24: Caseta de Valle del Tetero, Borde norte de la Hoja Gajo del Monte (52MJ9058_1); Lat: 19,986785 ; Long: -70,92806)	67
Foto 25: Lava andesítica, gris, verde y violácea de la Fm Constanza (Tireo); camino Pico del Yaque al Valle del Tetero (41MJ9053_1); Lat: 19,007026; Long: -70,939771).....	67
Foto 26: Brecha andesítica, verde y violácea de la Fm Constanza (Tireo); camino del Pico del Yaque al Valle del Tetero (41MJ9053_2); Lat: 19,007026; Long: -70,939771).....	67
Foto 27: Andesitas o basaltos cloritizados, esquistozadas en la Falla regional La Guácara-Bonao; Ctra. Los Dajaos-Manabao, (41MJ9310_1); Lat: 19,074633; Long: -70,7582....	70
Foto 28: Andesitas o Basaltos cloritizados y esquistozados en la zona de Falla de La Guácara-Bonao (41MJ9309_1); Lat: 19,074688; Long: -70,755644	70
Foto 29: Brechas, tobas y lavas andesíticas marrón y dacitas claras de la Fm Restauración (Tireo) organización nítida en los niveles más finos; Puente Río Yaque del Norte, entrada a La Ciénaga (41MJ9369_1); Lat: 19,076101; Long: -70,842098	72
Foto 30: Brechas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo, con una cierta organización en bancos 20-30 cm); Zona de Falla de La Guácara-Bonao Joya de Ramón , La Ciénaga (41MJ9381_1); Lat: 19,078282; Long: -70,837194.....	72
Foto 31: Brechas andesíticas de la Fm Restauración; con elementos cm a dcm. Arroyo Manuel Estrella, Entrada al Parque Armando Bermúdez. La Ciénaga (41MJ9412_1); Lat: 19,067687; Long: -70,866316.....	72
Foto 32: Colada andesítica intercalada en las brechas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo). Entre la Loma El Alto de Canela y la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9525_1); Lat: 19,090651; Long: -70,950214.....	72
Foto 33: Andesitas de Fm Restauración; meteorización en bolos cm a dcm; presencia de sulfuros (pirotita?) Camino a Firme Los Carlos, Norte La Ciénaga (41MJ9393_3); Lat: 19,075655; Long: -70,847346	72
Foto 34: Andesitas y brechas andesíticas de la Fm Restauración (elementos 0,3-0,5 cm); color verde, violáceo, negro; meteorización rojiza; Loma Quemada, Norte La Ciénaga (41MJ9407_1); Lat: 19,076278; Long: -70,864971	72
Foto 35: Contacto por falla (N105°E-70°SO) entre andesitas, brechas y tobas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo) a la izquierda y gabros de grano medio a fino a la derecha., Ctra. Villas Don Antonio, Paso de la Piedra; Río Yaque del Norte (41MJ9370_1); Lat: 19,074208; Long: -70,837599	73
Foto 36: Pliegue (Eje: N55°E-5°NE; PA: N40°E-35°NO) en las andesitas, brechas y tobas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo), Ctra. Villas Don Antonio, Paso de la Piedra; Río Yaque del Norte (41MJ9371_1); Lat: 19,073625; Long: -70,836707	73
Foto 37: Calizas negras y silts silíceos o chert, en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_1); Lat: 19,07459; Long: -70,856668	76
Foto 38: Detalle. Calizas negras y silts silíceos o chert en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_3); Lat: 19,07459; Long: -70,856668	76
Foto 39: Calizas gris azulado, recristalizadas, de la Fm Restauración; banco de 1 m de potencia. Camino La Ciénaga-Loma Quemada (41MJ9408_1); Lat: 19,075177; Long: -70,867196	76
Foto 40: Valle de El Río Yaque del Norte, al primer plano y Pico Duarte, Pelona, Rucilla al fondo. Vista desde La Ciénaga (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9006_3); Lat:19,076026; Long: -70,853404)	78
Foto 41: Pico Duarte (altitud 3087 m) Basaltos vesiculares (41MJ9036_1); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056).....	79
Foto 42: La Compartición; Refugio, camino al Pico Duarte (41MJ9042_3); Lat: 19,035519 ; Long: -70,96182).....	79

Foto 43: Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte (41MJ9044_1); Lat: 19,035471; Long: -70,951081).....	82
Foto 44: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte (41MJ9044_2); Lat: 19,035471; Long: -70,951081)	82
Foto 45: Colada de basaltos vesiculares. Loma La Cotorra camino a l Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9022_1); Lat:19,025536; Long: -70,913418).....	82
Foto 46: Fluidalidad (subrayada por las vesículas) en los basaltos Pelona-Pico Duarte (41MJ9046_3); Lat: 19,028232; Long: -70,938661).....	82
Foto 47: Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_1); Lat:19,02499; Long: -70,997309).....	83
Foto 48: Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_2); Lat:19,02499; Long: -70,997309).....	83
Foto 49: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_3); Lat:19,02499; Long: -70,997309).....	83
Foto 50: Fluidalidad en un bloque de basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Pico del Yaque (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9026_1); Lat:19,032776; Long: -70,936396)	84
Foto 51: Fluidalidad de los basaltos vesiculares. Valle de Lilís Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_1); Lat:19,030248; Long: -70,994223)	84
Foto 52: Basaltos Pelona-Pico Duarte; vacuola dcm con cuarzo. Valle de Lilís Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_3); Lat:19,030248; Long: -70,994223)	84
Foto 53: Bloque de basaltos vesiculares Pelo-Pico Duarte con enclaves de tonalitas foliadas; Camino al Pico Duarte, Este Compartición (41MJ9039_1); Lat: 19,039296 ; Long: -70,969756).....	84
Foto 54: Glacis antiguo, Valle del Tetero, Borde Hoja Gajo del Monte (52MJ9057_1); Lat: 19,99346 ; Long: -70,928903)	87
Foto 55: Pequeñas terrazas cultivadas, arcillas rojas y tonalitas del Batolito de El Río; Arroyo Grande (41MJ9135_1); Lat: 19,044262; Long: -70,785333).....	88
Foto 56: Abanico aluvial de La Ciénaga con cultivos de Tayotas en las laderas. La Ciénaga Río Yaque del Norte (41MJ9385_1); Lat: 19,065392; Long: -70,844147	89
Foto 57: Abanico aluvial de La Ciénaga, Valle del Yaque del Norte; Pico Duarte al fondo (41MJ9006_1); Lat: 19,076025; Long: -70,853404.....	89
Foto 58: Bloques de tonalitas, gabros del batolito de El Río en de Los Guanos, confluencia Arroyo Prieto-Arroyo La Cienaguita. Zona de Falla de La Guácara-Bonao., Oeste La Ciénaga (41MJ9482_3); Lat: 19,079039; Long: -70,903148.....	90
Foto 59: Río Yaque del Norte Ctra. Manabao-La Ciénaga (41MJ9000_1; Lat: 19,073282;; Long:-70,825301).....	90
Foto 60: Bloques de tonalitas, gabros del batolito de El Río en el río de Los Guanos, confluencia Arroyo Prieto-Arroyo La Cienaguita. Zona de Falla de La Guácara-Bonao., Oeste La Ciénaga (41MJ9482_3); Lat: 19,079039; Long: -70,903148.....	90
Foto 61: Zona de Falla de La Guácara-Bonao: contacto entre los batolitos de Jumunucu y de El Río. Blastomilonitas (Andesita Tiroo ?) asociadas a las serpentinitas esquistosadas, separando las tonalitas foliadas del Batolito de Jumunucu al Norte de los Basaltos Pelona-Pico Duarte y tonalitas de El Río al Sur (Cantera de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_2); Lat: 19,07426; Long: -70,768268.....	93
Foto 62: Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Contacto mecánico Sur entre las Tonalitas grano grueso del Batolito de El Río y los Basaltos Pelona-Pico Duarte de la foto ; (borde Sur de la cantera de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_1); Lat: 19,07426; Long: -70,768268	93
Foto 63: Peridotita de la Loma El Alto de Canela (2173m), camino Las Lagunas- Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9515_3); Lat: 19,095945; Long: -70,938554	93
Foto 64: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_1); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	95

Foto 65: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_2); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	95
Foto 66: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_3); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	96
Foto 67: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_4); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	96
Foto 68: Contacto entre dioritas de grano medio (gris oscuro) y tonalitas común de grano medio del Batolito de Jumunucu (claro); pequeños diques de aplitas, (Ctra. Janey-Loma Prieta, Arroyo Naranjo. NE de la Hoja de Manabao) (41MJ9937_1); Lat: 19,16158; Long: -70,78188	99
Foto 69: Tonalitas foliadas y cataclazadas; Zona de Falla La Guácara-Bonao Río Yaque del Norte, Mata de Limón (41MJ9364_5); Lat: 19,0722283; Long: -70,813758	102
Foto 70: Tonalitas foliadas y cataclazadas; Zona de Falla La Guácara-Bonao Río Yaque del Norte, Mata de Limón (41MJ9364_4); Lat: 19,0722283; Long: -70,813758	102
Foto 71: Tonalitas muy foliadas blastomiloníticas en los basaltos esquistoizados +/- anfíbolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9163_4); Lat: 19,152801; Long: -70,88868.....	103
Foto 72: Tonalitas muy foliadas en los basaltos esquistoizados +/- anfíbolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9163_2); Lat: 19,152801; Long: -70,88868.....	103
Foto 73: Tonalitas muy foliadas inyectada en los basaltos esquistoizados +/- anfíbolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9167_1); Lat: 19,152801; Long: -70,88868.....	103
Foto 74: Aspecto tableado de una inyección de tonalitas, muy foliadas, en los basaltos del C. Duarte situados entre los Batolitos de El Bao y de Jumunucu. Ctra. de Las Lagunas (41MJ9144_2); Lat: 19,159651; Long: -70,920519).....	103
Foto 75: Leucotonalitas de grano fino del Batolito de Jumunucu, con lineación subrayada por la hornblenda (41MJ9117_2); Lat: 19,115845; Long: -70,757457)	105
Foto 76: Leucotonalitas hornbléndicas de grano fino del Batolito de Jumunucu, ligeramente foliadas (41MJ9117_3); Lat: 19,115845; Long: -70,757457).....	105
Foto 77: Leucotonalitas de grano fino foliadas cerca del contacto con los cumulados del Batolito de Jumunucu (Loma Adentro) (41MJ9118_1); Lat: 19,11175; Long: -70,764961)	105
Foto 78: Anfíbolitas con protolito de basaltos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas- Franco Bidó (ctra. Donaja-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9171_1); Lat: 19,147951; Long: -70,887819	106
Foto 79: Tonalitas con biotita grano medio meteorizada y borde de terraza antigua de El Río Yaque del Norte, Ctra. Entrada al Parque Armando Bermúdez. La Ciénaga (41MJ9417_2); Lat: 19,067539; Long: -70,861777	115
Foto 80: Enclaves gabroicas orientadas en las Tonalitas foliadas del batolito de El Río. Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Río de Los Guanos. Oeste La Ciénaga (41MJ9481_2); Lat: 19,078423; Long: -70,900297.....	116
Foto 81: Enclaves gabroicas orientadas en las Tonalitas foliadas del batolito de El Río. Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Río de Los Guanos. Oeste La Ciénaga (41MJ9481_2); Lat: 19,078423; Long: -70,900297.....	116
Foto 82: Enclave de gabro de grano fino en tonalitas del Batolito de El Río. Arroyo Frío, Sur La Ciénaga (41MJ9386_1); Lat: 19,062662; Long: -70,83966.....	116
Foto 83: Enclave de gabro de grano fino en tonalitas del Batolito de El Río. Arroyo Frío, Sur La Ciénaga (41MJ9386_3); Lat: 19,062662; Long: -70,83966.....	116
Foto 84: Enclaves en las Tonalitas hornbléndicas foliadas del Batolito de El Río; Arroyo de Rubeciado, Los Dajaos; borde Este de la Hoja de Manabao (41MJ9139_1); Lat: 19,065052; Long: -70,751703)	116

Foto 85: Enclaves en las Tonalitas hornbléndicas foliadas del Batolito de El Río; Arroyo de Rubeciado, Los Dajaos; borde Este de la Hoja de Manabao (41MJ9139_2); Lat: 19,065052; Long: -70,751703)	116
Foto 86: Enclaves orientadas en las tonalitas foliadas del batolito de El Río: grano medio, con hornblenda y biotita subordinada. Vetillas de aplitas y fracturas cortando los enclaves. Arroyo Bonito, Sur Manabao (41MJ9492_1); Lat: 19,029944; Long: -70,796251	117
Foto 87: Enclaves orientadas en las tonalitas foliadas del batolito de El Río: grano medio, con hornblenda y biotita subordinada. Vetillas de aplitas y fracturas cortando los enclaves. Arroyo Bonito, Sur Manabao (41MJ9492_1); Lat: 19,029944; Long: -70,796251	117
Foto 88: Tonalitas inyectando gabros de grano medio a fino; batolito de El Río. Arroyo Arraiján; Sur La Ciénaga (41MJ9422_1); Lat: 19,052812; Long: -70,865689	117
Foto 89: Enclave de esquistos cloritosos en las tonalitas del batolito de El Río. Meteorización fuerte. Río Yaque del Norte La Ciénaga (41MJ9427_2); Lat: 19,06463; Long: -70,860939	117
Foto 90: Tonalita grano medio a grueso con foliación magmática y lineación mineral (hornblenda) Batolito de El Río; confluencia Arroyo Pajarito-Arroyo Grande (41MJ9134_1); Lat: 19,033409; Long: -70,780738).....	118
Foto 91: Tonalitas foliadas de la Compartición; zona de contacto con los basaltos Pelona-Pico Duarte (41MJ9045_1); Lat: 19,031281; Long: -70,936048)	120
Foto 92: dique microgabroico en las tonalitas comunes foliadas ; Arroyo Los Dajaos, Este de la Hoja de Manabao (41MJ9302_1); Lat: 19,081663; Long: -70,762105	122
Foto 93: Dique aplítico en las leucotonalitas + cuarzo (Loma Adentro) (41MJ9121_1); Lat: 19,107511; Long: -70,768401)	123
Foto 94: Pequeña inyección de leucotonalitas foliadas con filones de aplitas, en los cumulos ultrabásicos de la Loma Limpia Nariz (41MJ9122_1); Lat: 19,105479; Long: -70,769508).....	123
Foto 95: Dique de cuarzo foliado en las tonalitas hornbléndicas (Batolito de Jumunucu) foliadas (41MJ9117_1); Lat: 19,115845; Long: -70,757457).....	124
Foto 96: Anfibolitas y tonalitas foliadas; zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó Ctra. Donajá-Loma de Los Ríos; Loma El Peñón (41MJ9544_1); Lat: 19,152907; Long: -70,888733	185
Foto 97: Anfibolitas y tonalitas foliadas; zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó Ctra. Donajá-Loma de Los Ríos; Loma El Peñón (41MJ9544_2); Lat: 19,152907; Long: -70,888733	185
Foto 98: Tonalitas muy foliadas en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9163_1); Lat: 19,152801; Long: -70,88868	185
Foto 99: Tonalitas foliadas del borde SO del batolito de Jumunucu, cortadas por la falla regional La Guácara-Bonao.; Río Yaque del Norte, Mata de Limón (41MJ964_1); Lat: 19,0722283; Long: -70,813758.....	187
Foto 100: Dique máfico en las tonalitas comunes foliadas del batolito de Jumunucu ; Arroyo Los Dajaos, Este de la Hoja de Manabao (41MJ9302_2); Lat: 19,081663; Long: -70,762105	191
Foto 101: Blastomilonitas Zona de falla regional de La Guácara-Bonao (dacitas de la Fm Restauración del grupo Tiro ? o tonalitas muy foliadas (borde Sur de la cantera de áridos de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_2); Lat: 19,07426; Long: -70,768268195	
Foto 102: Vista panorámica del valle del Río Yaque del Norte a Manaba, al primer plano, y la Loma del Mortero en el fondo (41MJ9332_6); Lat: 19,058779; Long: -70,779638	201
Foto 103: Vista panorámica del Valle del Río Donajá y de Las Lagunas; Parque Nacional Armando Bermúdez en los relieves del fondo (Las Lagunas) (41MJ9152_2); Lat: 19,145736; Long: -70,936083)	201

Foto 104: Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Contacto mecánico entre los Basaltos Pelona-Pico Duarte (Foto) y las Tonalitas grano grueso del Batolito de El Río; (borde Sur de la cantera de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_1); Lat: 19,07426; Long: -70,768268	210
Foto 105: Blastomilonitas (dacitas de la Fm Restauración ? o tonalitas ?) de la Falla regional La Guácara-Bonao; cantera de áridos de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_2); Lat: 19,07426; Long: -70,768268	211
Foto 106: Lavas y tobas Andesitas a dacíticas de la Fm Restauración (Grupo Tireo) Puente del Yaque del Norte a la entrada Sur de La Ciénaga (41MJ9369_2; Lat: 19, 076100; Long: -70,842097)	212
Foto 107: Brechas andesíticas de la Fm Restauración en la Zona de Falla de La Guácara-Bonao; Joya del Ramón-río Yaque del Norte, La Ciénaga (41MJ9381_1; Lat:19,078282; Long: -71,837194)	213
Foto 108: Calizas negras y silts silíceos o chert, en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_1); Lat: 19,07459; Long: -70,856668	214
Foto 109: Calizas negras y silts silíceos o chert, en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_2); Lat: 19,07459; Long: -70,856668	215
Foto 110: Valle de El Río Yaque del Norte, al primer plano y Pico Duarte, Pelona, Rucilla al fondo. Vista desde La Ciénaga (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9006_3); Lat:19,076026; Long: -70,853404)	217
Foto 111: Pico Duarte (altitud 3087 m) Basaltos vesiculares (41MJ9036_1); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056)	217
Foto 112: La Compartición; Refugio, camino al Pico Duarte (41MJ9042_3); Lat: 19,035519 ; Long: -70,96182)	217
Foto 113: Colada de basaltos vesiculares. Loma La Cotorra camino al Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9022_1); Lat:19,025536; Long: -70,913418)	218
Foto 114: Fluidalidad en un bloque de basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Pico del Yaque (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9026_1); Lat:19,032776; Long: -70,936396)	218
Foto 115: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_3); Lat:19,02499; Long: -70,997309)	218
Foto 116: Basaltos Pelona-Pico Duarte; vacuola dcm con cuarzo. Valle de Lilís Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_3); Lat:19,030248; Long: -70,994223)	219
Foto 117: Bloque de basaltos vesiculares Pelo-Pico Duarte con enclaves de tonalitas foliadas; Camino al Pico Duarte, Este Compartición (41MJ9039_1); Lat: 19,039296 ; Long: -70,969756)	219
Foto 118: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte (41MJ9044_2); Lat: 19,035471; Long: -70,951081)	219
Foto 119: Fluidalidad (subrayada por la vesículas) en los basaltos Pelona-Pico Duarte (41MJ9046_3); Lat: 19,028232; Long: -70,938661)	219
Foto 120: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_1); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	220
Foto 121: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_2); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	220
Foto 122: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_3); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	221
Foto 123: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_4); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)	221
Foto 124: Tonalitas muy foliadas blastomiloníticas en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla de La Meseta (tramo Las Lagunas-Franco	

Bidó; ctra. Donaja-Los Ríos Loma del Peñon) (41MJ9163_4); Lat: 19,152801; Long: -70,88868	223
Foto 125: Tonalitas muy foliadas y aplita en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla de La Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó ; ctra. Donaja-Los Ríos Loma del Peñon) (41MJ9163_2); Lat: 19,152801; Long: -70,88868.224	
Foto 126: Tonalitas muy foliadas inyectada en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla de la Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó; Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9167_1); Lat: 19,152801; Long: -70,88868.225	

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPISA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la mayor parte del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1)

Zona Norte:

- La Vega (La Vega, 6073-I; Jarabacoa, 6073-II, Manabao, 6073-III; y Jánico, 6073-IV)
- San Francisco de Macorís (Pimentel, 6173-I; Cotuí, 6173-II; Fantino, 6173-III; y San Francisco de Macorís, 6173-IV)
- Sánchez (Sánchez, 6273-I; Palmar Nuevo, 6273-II; Cevicos, 6273-III; y Villa Riva, 6273-IV)
- Samaná (Las Galeras, 6373-I; Sabana de la Mar, 6373-III; y Samaná, 6373-IV)
- Santiago (San Francisco Arriba, 6074-I; Santiago, 6074-II; San José de las Matas, 6074-III; y Esperanza, 6074-IV)
- Salcedo (Río San Juan, 6174-I; Guayabito, 6174-II; Salcedo, 6174-III; y Gaspar Hernández, 6174-IV)
- Nagua (Nagua, 6274-III; y Cabrera, 6274-IV)
- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vásquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)

- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

Zona Sureste:

- La Granchorra (La Granchorra, 6470-I; y Mano Juan, 6470-II)
- Santo Domingo (Guerra, 6271-I; Boca Chica, 6271-II; Santo Domingo, 6271-III; y Villa Mella, 6271-IV)
- San Pedro de Macorís (Ramón Santana, 6371-I; Boca del Soco, 6371-II; San Pedro de Macorís, 6371-III; y Los Llanos, 6371-IV)
- La Romana (Higüey, 6471-I; San Rafael del Yuma, 6471-II; La Romana, 6471-III; y Guaymate, 6471-IV)
- Juanillo (Juanillo, 6571-III; y Pantanal, 6571-IV)
- Las Lisas (La Vacama, 6472-I; y El Salado, 6472-II)
- Bávaro (Bávaro, 6572-III)

Zona Sur:

- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- Baní (Nizao, 6071-I; y Baní, 6071-IV)

Zona Suroeste:

- Cabo Rojo (Cabo Rojo, 5869-I; y Punta Ceminche, 5869-II)
- Enriquillo (Enriquillo, 5969-I; Isla Beata, 5969-II; Oviedo, 5969-III, y Arroyo Dulce, 5969-IV)
- Pedernales (Puerto Escondido, 5870-I; y Pedernales, 5870-II)
- Barahona (La Ciénaga, 5970-II; y Polo, 5970-III)

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente Memoria son frecuentes las referencias a otras Hojas, en especial a las que integran el cuadrante a escala 1:100.000 de La Vega (6073).

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Manabao se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Google Earth, Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o

subaflorantes, ha sido de gran utilidad el Mapa de Gradiente vertical de la República Dominicana (Fig. 1).

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente vía un GPS, descargados y documentados en una base de datos, ploteados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones preestablecidas (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG. Todas las coordenadas citadas en el texto están en Latitud-Longitud con el datum WGS84.

De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico 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 Tecnológico y Geominero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana, e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación geográfica

La Hoja de Manabao (6073-III) está ubicada en el sector Noroeste de la República Dominicana, en una zona muy montañosa de la Cordillera Central, a unos 130 Km en línea recta al NO de la capital Santo Domingo. Su territorio, con una superficie de cerca de 480 Km², pertenece a las Provincias de La Vega (parte Este), Santiago de los Caballeros (parte NO). San Juan (esquina SO) y Azua (límite Sur). El nombre de la Hoja (Manabao) corresponde a la población situada en el centro-este, a la confluencia del Arroyo Grande con el Río Yaque del Norte.

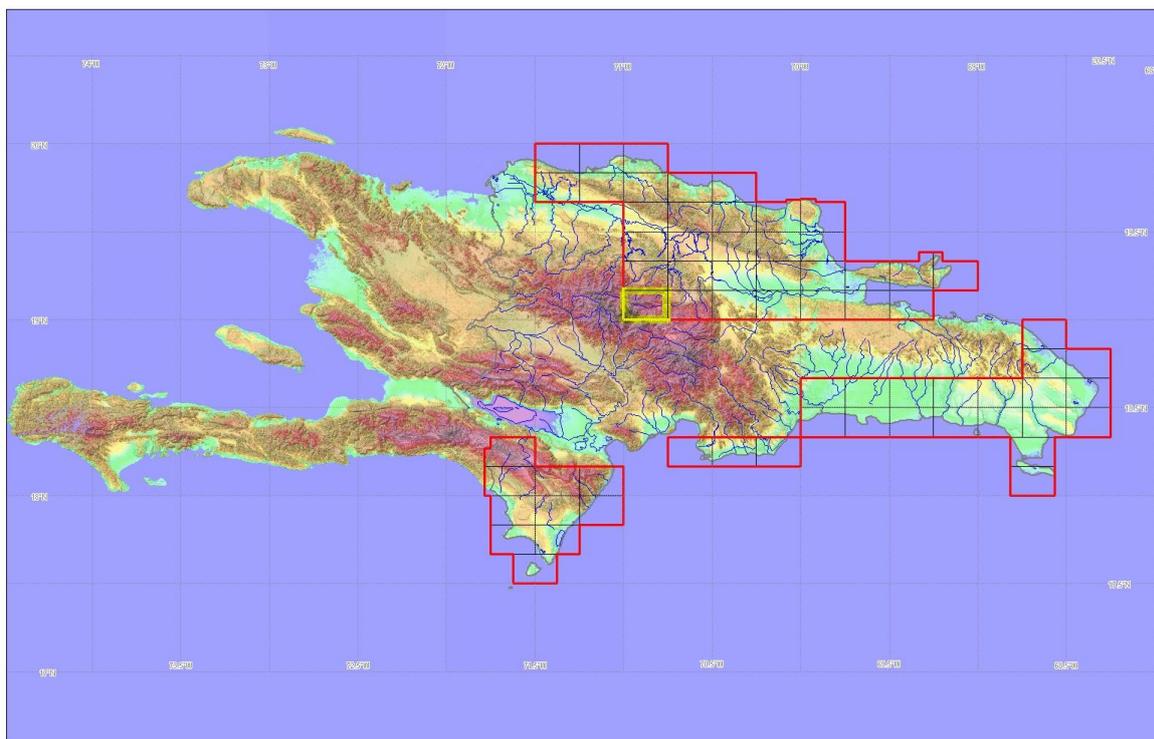


Fig. 1: Ubicación de la Hoja de Manabao (6073-III) en el marco del proyecto SYSMIN II

Las principales poblaciones son: Manabao, La Ciénaga y Los Dajaos en el centro, Los Montazos al NE, Las Lagunas, Jamamucito y Donajá al NO. El más poblado es Manabao (23000 hab en 2007) perteneciente al Municipio de Jarabacoa. Esta zona muy montañosa y en parte cubierta por el Parque Nacional José del Carmen Ramírez, las habitaciones están concentradas en los valles y dispersas en las lomas, donde se cultiva el café. La población está sufriendo un éxodo rural, en parte compensado por las viviendas secundarias que se desarrollan .en el valle del Yaque del Norte.

La vía principal de acceso a la parte central de la Hoja, se hace por la carretera asfaltada de Jarabacoa a Manabao y La Ciénaga, entrada del Parque Nacional y acceso a pié o con caballería al Pico Duarte, ubicado en la esquina SO de la Hoja. Desde Jarabacoa-Jumunucu se acceda a la parte NE de la Hoja con carreteras sin asfaltar relacionadas con las plantaciones de café.

Desde San José de Las Matas-Las Placetas se accede a las Lagunas y Jamamucito, en la esquina NO de la Hoja.

Fuera de estas vías los accesos son muy reducidos y solamente a lomos de caballería o a pié.

El relieve de esta Hoja, ubicada en el centro de la Cordillera central es muy accidentado. Oscila entre 690 m en la esquina NE hasta 3087 m para El Pico Duarte, el más alto de la Isla Española, en la esquina SO de la Hoja, donde se destacan también, la Loma La Rucilla (3038 m), el Pico del Yaque (2761 m), la Loma La Mina (2485 m) y la Loma del Mortero (2325 m). Los relieves del borde Sur de la Hoja corresponden a la Loma El Palero de Felipe (2260 m) y la Loma Pino del Rayo (1887). En la esquina NO se destacan, la Loma Quemada (2203 m) y la Loma Prieta (1831 m). En el centro de la Hoja la Sierra Atravesada corresponde a las Lomas El Alto de Canela (2173 m), Los Tangos (2055 m) y El Alto de la Bandera (1696 m); los relieves siguen hasta la esquina NE con las lomas La Tachuela (1600 m), Pico Gallo (1600 m), Vaca Blanca (1392 m) y Cerro Prieto (1198 m). En el borde Norte de la Hoja sobresalen las lomas El Toro (1725 m), Los Ríos (1300 m), El Cerrazo (1300 m) y la Ciguapa (1250 m).

En general, los cauces de los ríos son bastante encajonados, debido al relieve muy joven. Las tres pequeñas llanuras relacionadas con el relleno local del cauce de los ríos por aluviones y coluviones (Manabao, La Ciénaga y Los Montazos) concentran las principales poblaciones.



Foto 1: Vista panorámica del valle de El Río Yaque del Norte a Manabao, al primer plano, y del Pico Duarte-La Rucilla_Loma del Mortero en el fondo (41MJ9332_1); Lat: 19,058779; Long: -70,779638



Foto 2: Pico Duarte (41MJ9036_1); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056)



Foto 3: La Compartición (41MJ9042_2); Lat: 19,035519 ; Long: -70,96182)

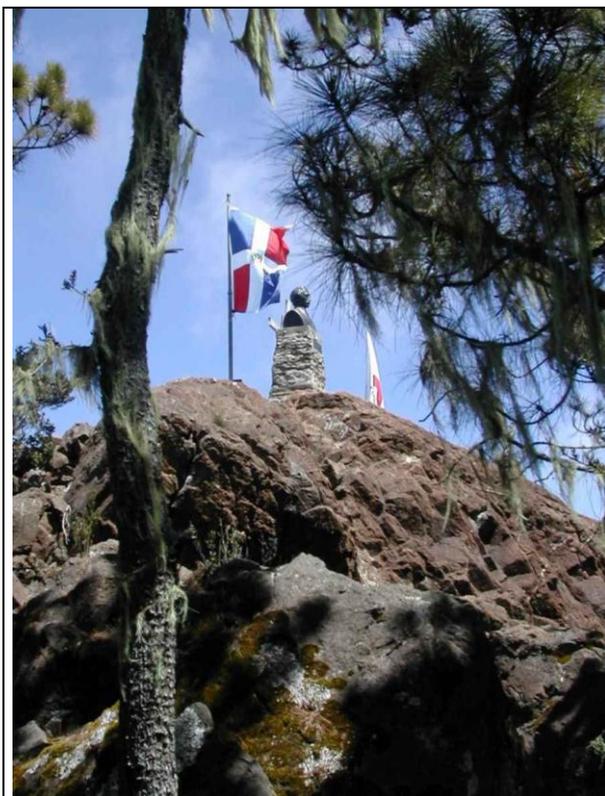


Foto 4: Pico Duarte Basaltos vesiculares (41MJ9036_6); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056)



Foto 5: Pico Duarte; Valle de Lilís. Pinos quemados (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_2); Lat:19,030248; Long: -70,994223)

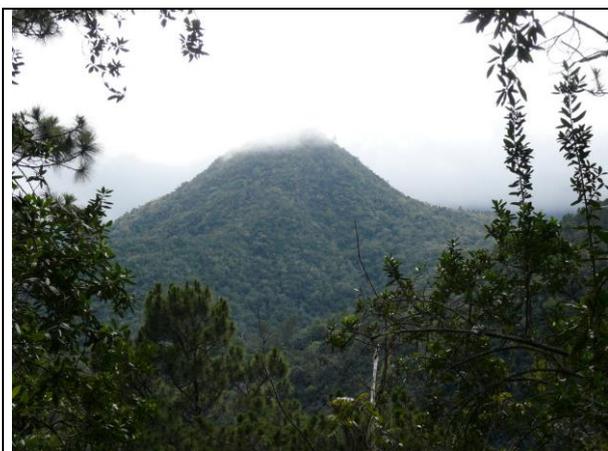


Foto 6: La Loma del Mortero (2325 m) Tonalitas foliadas (NO de La Ciénaga) (41MJ9527_1); Lat: 19,089697; Long: -70,952022



Foto 7: Bosque de La Lagunas (1350 m); Camino de la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9537_1); Lat: 19,090651; Long: -70,950214



Foto 8: Bosque húmedo; Loma La Cotorra (1900 m); camino al Pico Duarte (41MJ9062_1); Lat: 19,007026; Long: -70,939771)



Foto 9: Los Tablones (Arroyo Los Tablones) ; Refugio camino de La Ciénaga al Pico Duarte (41MJ9063_1); Lat: 19,053561; Long: -70,887748)



Foto 10: Bosque húmedo, Loma El Alto de Canela (2173m), camino de la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9509_1); Lat: 19,143109; Long: -70,895632



Foto 11: Bosque húmedo, Loma El Alto de Canela (2173m), camino de la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9509_3); Lat: 19,143109; Long: -70,895632



Foto 12: Cultivos de Tayotas, La Ciénaga Río Yaque del Norte (41MJ9385_2); Lat: 19,065392; Long: -70,844147



Foto 13: Invernaderos , La Ciénaga, Valle del Yaque del Norte (41MJ9385_1); Lat: 19,065392; Long: -70,844147

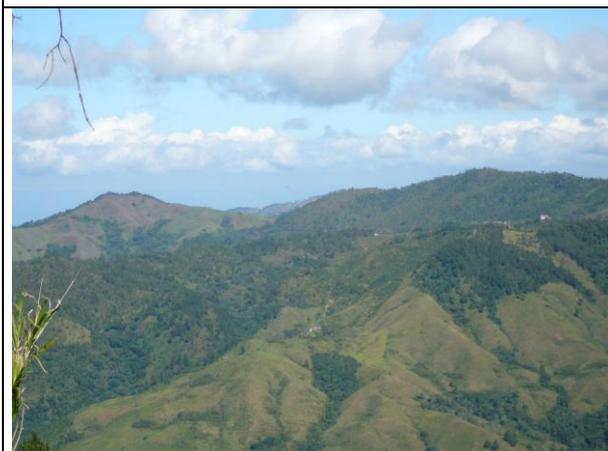


Foto 14: Loma del Cerrazo (1300 m) vista desde la Loma de Los Ríos, Norte de la Hoja de Manabao (41MJ9505_2); Lat: 19,143109; Long: -70,895632



Foto 15: Paisaje Loma Jamamucito (NO de la Hoja de Manabao (41MJ9005_3); Lat:19,145677; Long: -70,939956)



Foto 16: Panorámica desde la Loma Prieta; Basaltos del C. Duarte; NO de la Hoja de Manabao (41MJ9280_1); Lat: 19,151388; Long: -70,965064

La red hidrográfica corresponde a las cuencas de los ríos Yaque del Norte y Yaque del Sur que nacen al Pico Yaque-La Rucilla en la esquina SO de la Hoja.

- Cuenca del río Yaque del Norte. ocupa el 95% de la superficie de la Hoja con el propio Río Yaque del Norte de dirección EO y sus principales afluentes: arroyos los Tablones, Arraiján, Frío, Grande, Los Dajaos, Prieto en la mitad Sur de la Hoja; los ríos Negros y Jamamucito Donajá, Jagua y Guanajuma, afluentes del río Bao que desemboca en el río Yaque del Norte en la Hoja de Santiago. La totalidad de la cuenca abastece el sistema de embalses de Bao-Tavera, en las esquinas NO de la Hoja de La Vega y NE de la Hoja de Jánico
- Cuenca de El Río Yaque del Sur: ocupa la esquina SO de la Hoja con el 5% de la superficie. Comprende el nacimiento del propio río Yaque del Sur en las vertientes Sur del Pico del Yaque y de la Rucilla y la vertiente Este del Pico Duarte.

El clima de la Hoja está determinado principalmente por la situación en la Cordillera Central. Se trata de un clima tropical de montaña, con dos temporadas de lluvias en Mayo-Junio y Octubre-Noviembre. Las perturbaciones de carácter ciclónico del Caribe, son frecuentes, en periodo de lluvias.

Las variaciones de temperaturas son fuertes a lo largo del año y entre el día y la noche. El gradiente de temperatura, o disminución de la temperatura media con la altitud, se estima en un poco más de 0.5 grados por cada 100 metros. En los meses de Diciembre y Enero, la temperatura desciende a bajo cero grado durante la madrugada, en ocasiones a 8 grados bajo cero; en invierno, a la salida del sol, la escarcha cubre los pajonales

La vegetación varía también con las altitudes.

En alta montaña, por encima de 2500 m, la foresta de pinos criollo se generaliza (Pico Duarte, La Rucilla, Pico del Yaque). En periodo de sequía está sujeta a frecuentes incendios (Foto 5), afortunadamente localizados gracias a la intervención rápida de los encargados de los Parques Nacionales con la ayuda de la población local.

En mediana montaña, entre 2500 y 1000 m, los pinos están progresivamente reemplazados por un bosque húmedo, mixto y latifoliado o de hojas anchas (Foto 8; Foto 10; Foto 11). La explotación forestal fue especialmente intensa en la década de 1970, mientras que en la actualidad predominan las labores de reforestación y mantenimiento.

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

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

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

El café y la ganadería (vacas, cerdos, aves) siguen los principales recursos de las poblaciones del valle del Yaque del Norte, de Los Montazos y de Las Lagunas-Jamamucito

En las zonas de Manabao y La Ciénaga el cultivo de las tayotas representa una buena fuente de ingreso.

Los cultivos destinados al consumo local son: habichuelas, guandules, yuca, batatas, arroz, maíz y caña; y como frutales, mangos, plátanos, guineos, lechosas y naranjas.

El turismo representa también un renglón importante de ingreso para Manabao y la Ciénaga. El principal acceso a los Parques Nacionales Armando Bermúdez al Norte y José del Carmen Ramírez al Sur, se hace por la Ciénaga, atrayendo, al año, millares de turistas extranjeros y dominicanos. Las casetas de La Ciénaga, Los Tablones, La Compartición y del Valle de Lilís, a proximidad inmediata del Pico Duarte (Foto 2Foto 3), ofrecen un alojamiento a los turistas que suben al Pico Duarte a lomos de caballería o a pié.

1.3. Marco Geológico

1.3.1. 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. 2), 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). 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 Bonao, Constanza y Azua, fue ejecutado durante los años 1997-2000 por un consorcio de empresas españolas del que formaron parte el IGME, INYPSA y PROINTEC, 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 multidisciplinares 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 exitosa 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

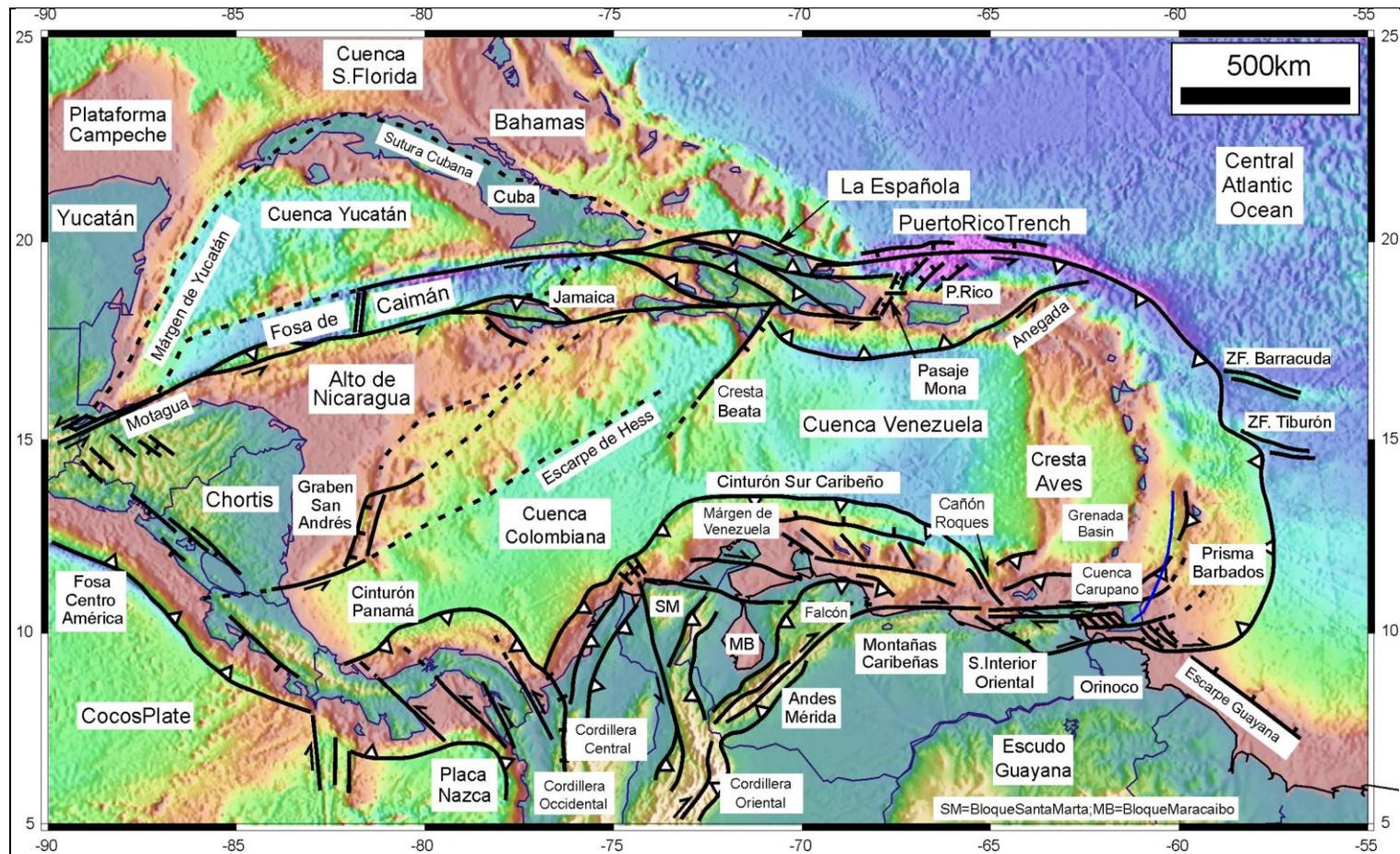


Fig. 2: Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos

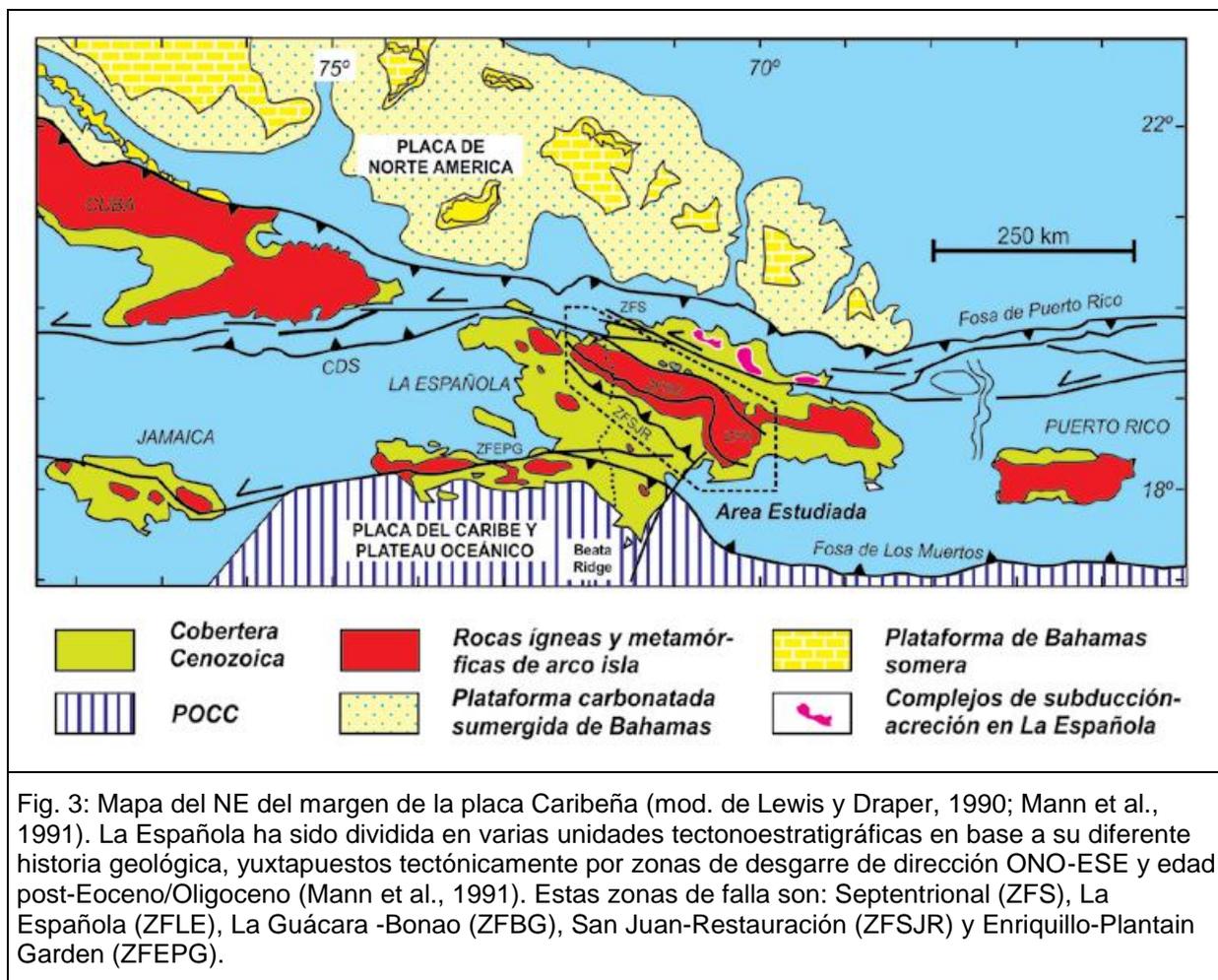


Fig. 3: Mapa del NE del margen de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991). La Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann et al., 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), La Guácara -Bonaó (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG).

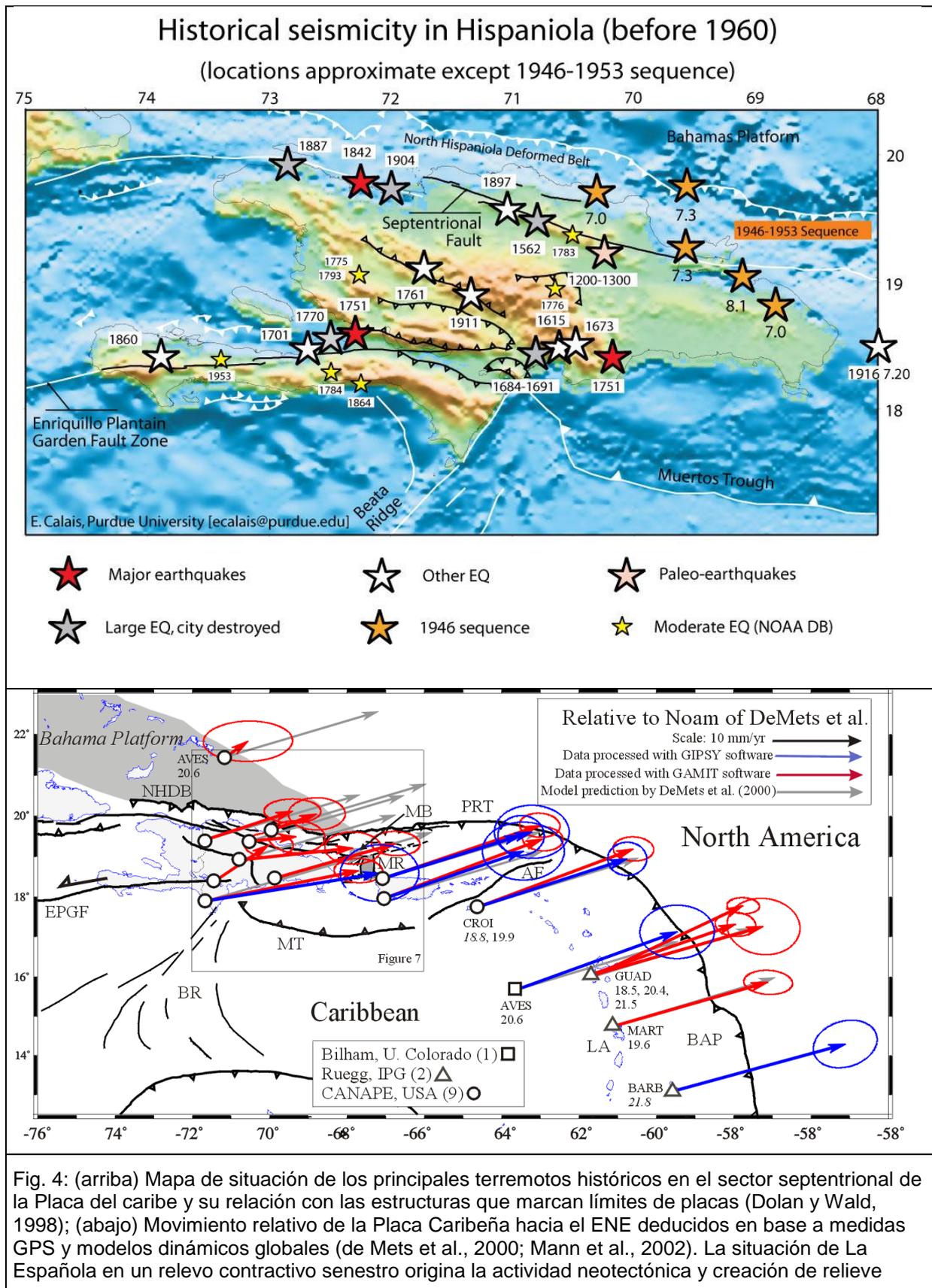


Fig. 4: (arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas 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

La Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas 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), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 6). 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 el 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 (Fig. 6; Fig. 7):

(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 mélanges 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-Virue 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-Virue 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-Virue 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. 6; Fig. 7), 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. 5 Principales unidades Morfotectónicas de La Española, (Según Lewis y Draper, 1991, modificado a partir de los trabajos SYSMIN: Pérez Estaún et al, 2007.



Fig. 6: Mapa de las unidades tectonoestratigráficas de La Española, según Mann et al, 1991, modificado a partir de los trabajos SYSMIN: 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, Bonao-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriqueillo Plantain Garden; ZFJSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, LosPozos-San Juan.

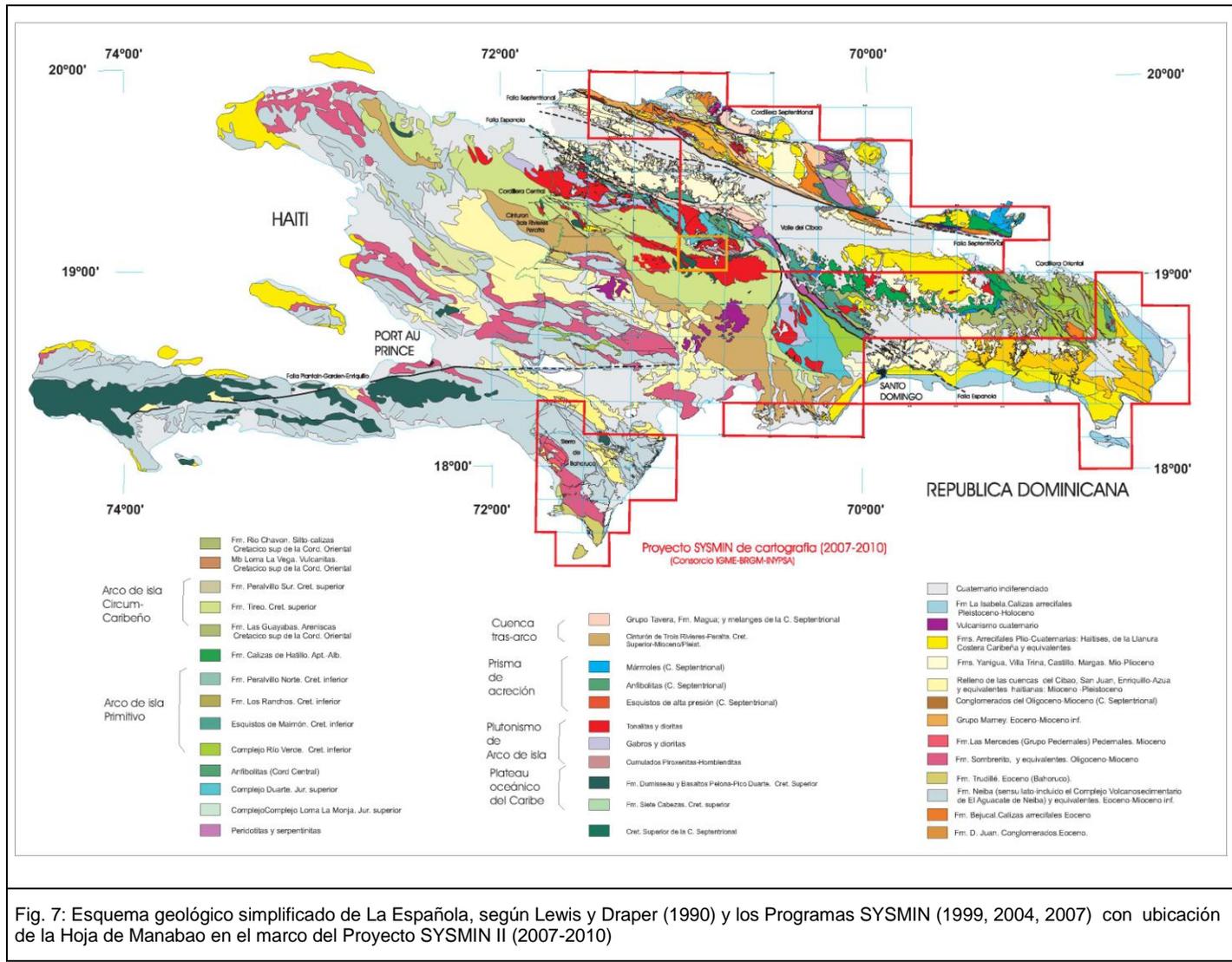


Fig. 7: Esquema geológico simplificado de La Española, según Lewis y Draper (1990) y los Programas SYSMIN (1999, 2004, 2007) con ubicación de la Hoja de Manabao en el marco del Proyecto SYSMIN II (2007-2010)

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 del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Comienzo de la colisión en algún momento del Paleoceno-Eoceno, 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.** Continuación de la 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.** 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. 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 (Fig. 6; Fig. 7), englobando las 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; Lapiere et al., 1997, 1999; Lewis et al., 2002). En parte equivale al *Meddian 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. 7); 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 metamorizadas 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.

1.3.4.1. Conjunto oceánico pre-arco

La Peridotita de Loma Caribe consiste en >6 km de espesor de harzburgitas, dunitas y lherzolitas con espinela intensamente serpentinizadas, 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; Lapierre 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

1.3.4.2. 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 alternancias 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 accreccionarios 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.

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 lavas masivas ricas en Ti y Nb, de afinidad OIB. Su edad ha sido recientemente establecida como Campaniense-Maastrichtiense (Escuder Viruete et al., 2009).

1.3.4.3. 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 lavas 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 Jánico, 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.

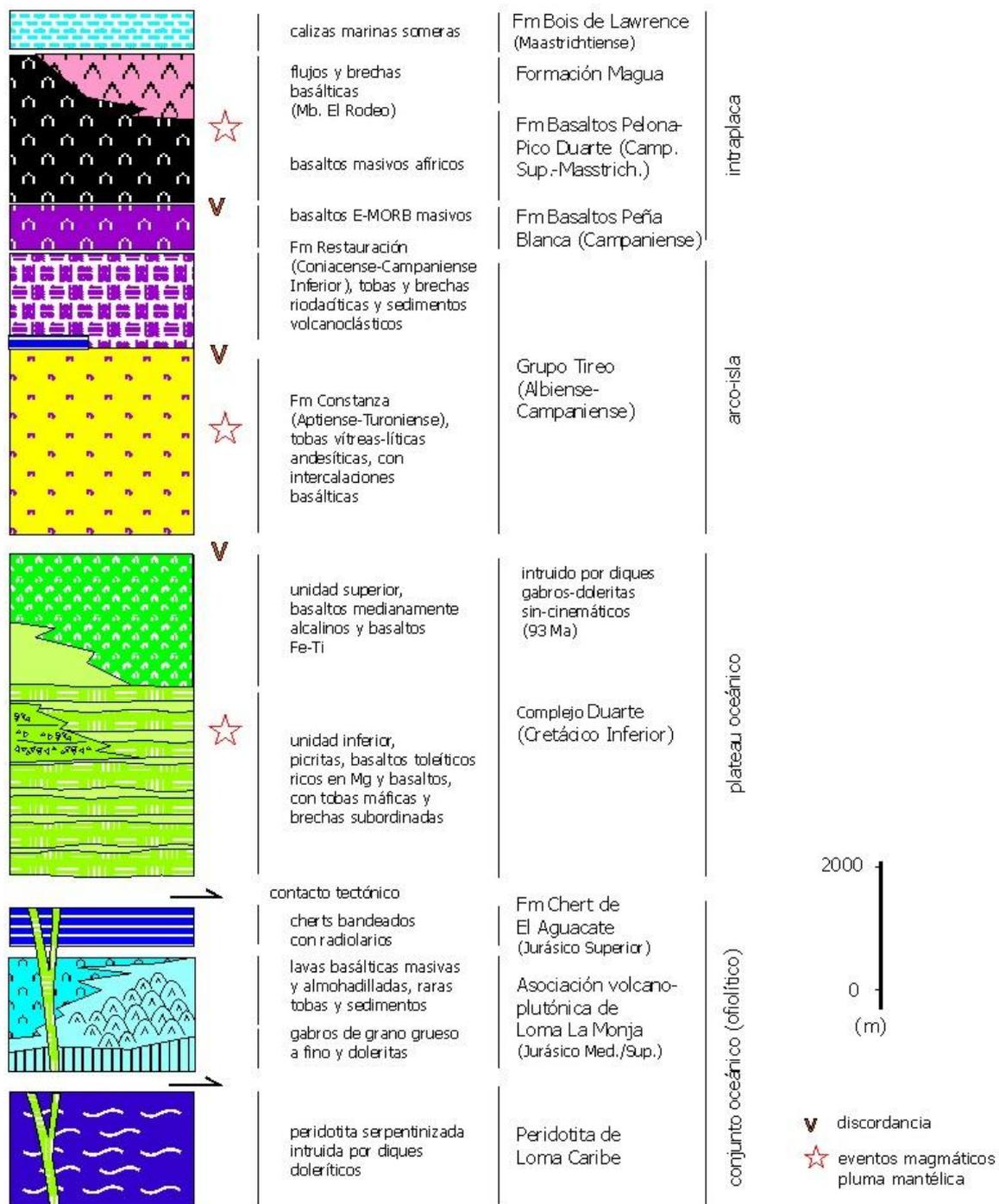


Fig. 8 Sucesión tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de la secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en los bloques tectónicos de Jicomé y Jarabacoa de la Cordillera Central. (Escuder Viruete et al, 2004).

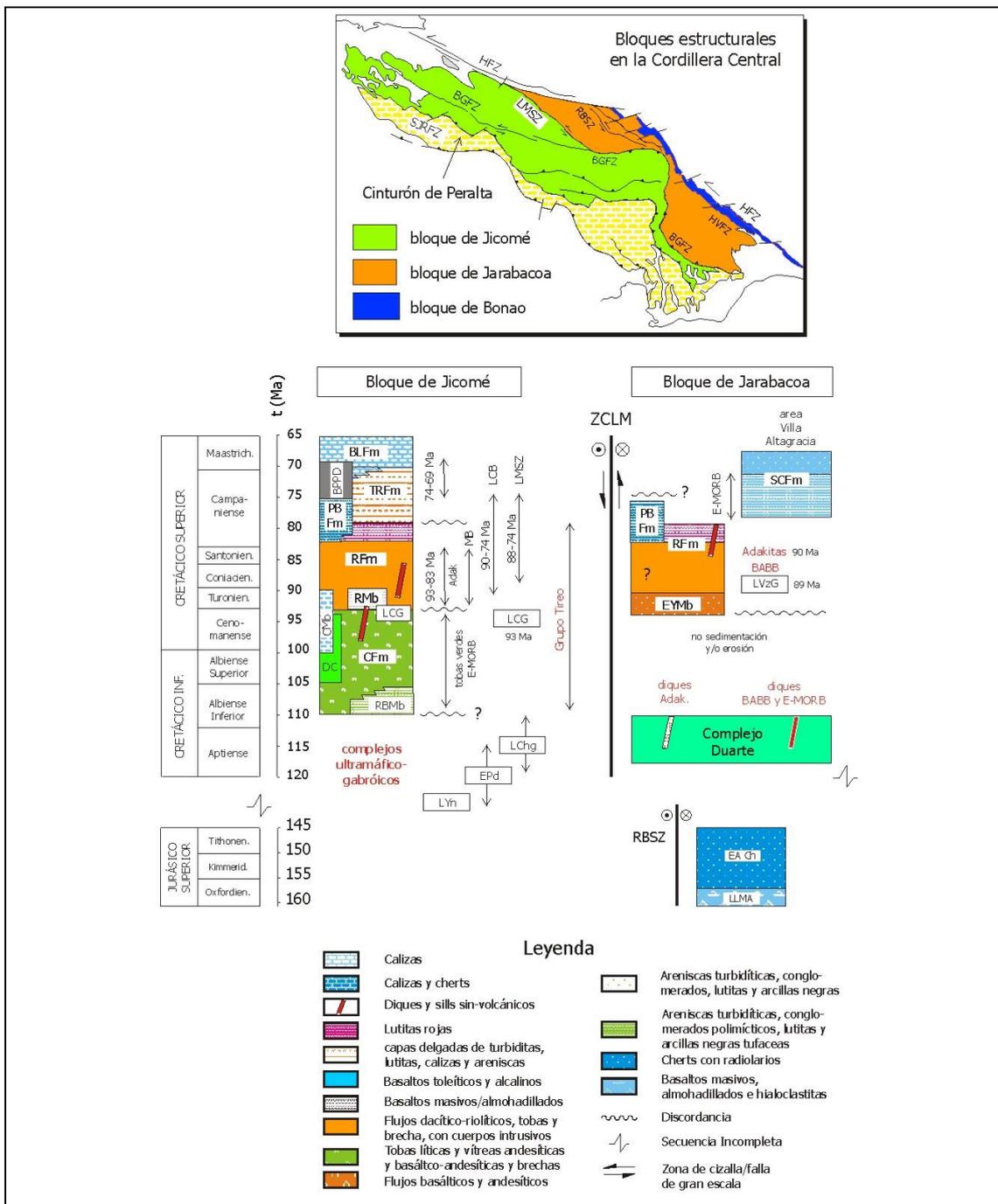


Fig. 9 Columna tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de dos bloques tectónicos en la Cordillera Central en los que se incluye la zona estudiada, denominados Jicomé y Jarabacoa (Escuder et al., 2008). TG, Grupo Tireo; RBMb, Miembro Río Blanco; CFm, Formación Constanza; DC, Miembro Chert Dajabón; CMB, Miembro Chert Dajabón; PBFm, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; TRFm, Formación Trois Rivières; 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, adakititas; 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 (RBSZ) y zona de falla de Hato Viejo (HFZ)..

2. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Manabao forma parte del Dominio Cordillera Central.

La mayor parte de los materiales aflorantes son de naturaleza ígnea, intrusiva o volcanosedimentaria. Comprenden edades Cretácica (inferior y superior), y cuaternaria para las formaciones recientes.

Dentro del Dominio Cordillera Central, las rocas más antiguas corresponden a metabasaltos del Complejo Duarte (Cretácico Inferior). Las siguientes formaciones, Constanza y Restauración del Grupo Tireo (Cretácico Superior); comprenden rocas volcanosedimentarias afectadas por un metamorfismo de bajo grado. Los basaltos Pelona-Pico Duarte de afinidad E-MORB terminan el Cretácico superior.

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

Los antecedentes de estudios geológicos dentro de la presente hoja son sumamente escasos y están limitados en gran parte a trabajos de carácter general, que abarcan un área extensa y solo incidental o parcialmente se ocupan de aspectos de la geología de la hoja (Bowin 1975; Kesler et al. 1977). Estos datos han sido recopilados por G. Draper y J.F. Lewis (1991).

2.1. Cretácico

2.1.1. Complejo Duarte (Cretácico inferior)

2.1.1.1. Generalidades

Los datos presentados a continuación representan una introducción genérica del complejo. 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. Distingue 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 Jiménez (1991), establecen que las picritas porfídicas con olivino y clinopiroxeno y los basaltos magnesianos que constituyen el Complejo, representan una isla o *plateau* 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 del *plateau* oceánico Caribeño-Colombiano. Según estos autores, el Complejo Duarte representa los restos del *plateau* 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 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de $86,1\pm 1,3$ Ma para el enfriamiento de anfíboles de metapicritas y de $86,7\pm 1,6$ Ma de anfibolitas que sugieren una edad para el Complejo más joven, resultando contemporáneo 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 anfíboles 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 aproximadamente 2,5-km de potencia, en el que recientemente han sido reconocidas dos unidades litoestratigráficas en el sector del Rubio-Diferencia (Fig. 1; 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 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 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 Albiense (>96 Ma). Por lo tanto, una etapa de edad Cretácico Inferior de construcción del plateau Caribeño está registrada en la Cordillera Central.

Litologías asignables al Complejo Duarte aparecen en las Hojas de Jánico, Manabao, Jarabacoa, La Vega y Fantino. En estas zonas, las rocas del Complejo aparecen variablemente deformadas y metamorizadas, 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 metamorizadas 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 (Fig. 40), 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 (Fig. 39 y Fig. 40), 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. 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 metamorizado 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 del 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; Lat: 19,161784; Long: -70,890591; 6073IJE9530 y 6073IJE9544), afaníticas (6073IIJE9342 y

6073IJE9417B), o vesiculares (6073IIJE9301 y 6073IIJE9348). Como continuación de la banda de afloramiento de la unidad superior de Diferencia, en las Hojas de Jánico y Manabao se observan los típicos basaltos afaníticos (6073IVMJ9302: Lat: 19,241615; Long: -70,971516) y microporfídicos con olivino y clinopiroxeno (6073IIIMJ9865; Lat: 19,16564; Long: -70,76558), en ocasiones algo recristalizados (6073IVMJ9331: Lat: 19,266241; Long: -70,980186). Sin embargo, la diferenciación cartográfica de ambas unidades resulta muy difícil con el progresivo aumento de la deformación y el metamorfismo.

En el Complejo Duarte metamorfozado 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 anfibolítica 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 (Foto 17): 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).

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).

Todos los tipos litológicos incluidos en el C. Duarte están metamorfozados en condiciones que varían desde facies subesquistos verdes, hasta facies esquistos verdes y facies anfibolítica.

A: Facies subesquistos verdes (prehnita-pumpellita)

En condiciones de la facies de los subesquistos verdes se preservan muy frecuentemente las texturas ígneas, las cuales indican que está esencialmente compuesto por rocas volcánicas lávicas de composición básica y ultrabásica.

En buena parte de las picritas de la unidad inferior 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 prenhita o actinolita, esfena y abundantes opacos. Hay también rellenos vesiculares ovoides de clorita, albita, zeolitas o epidota.

En los basaltos medianamente alcalinos de la unidad superior los minerales producto de la alteración son clorita, albita, epidota, pumpellita, calcita y prenhita. Las amígdalas están rellenas por calcita, cuarzo, pumpellita, analcima (en rocas de menor grado) y sericita.

B: Facies esquistos verdes (tremolita)

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 han 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. Ópticamente, 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.

D: 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, pirita y opacos, la cual es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). Al microscopio, los anfíboles 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 gnéisica. 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 plutonometamorfismo fueron contemporáneos.

E: 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, pleocroica 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.

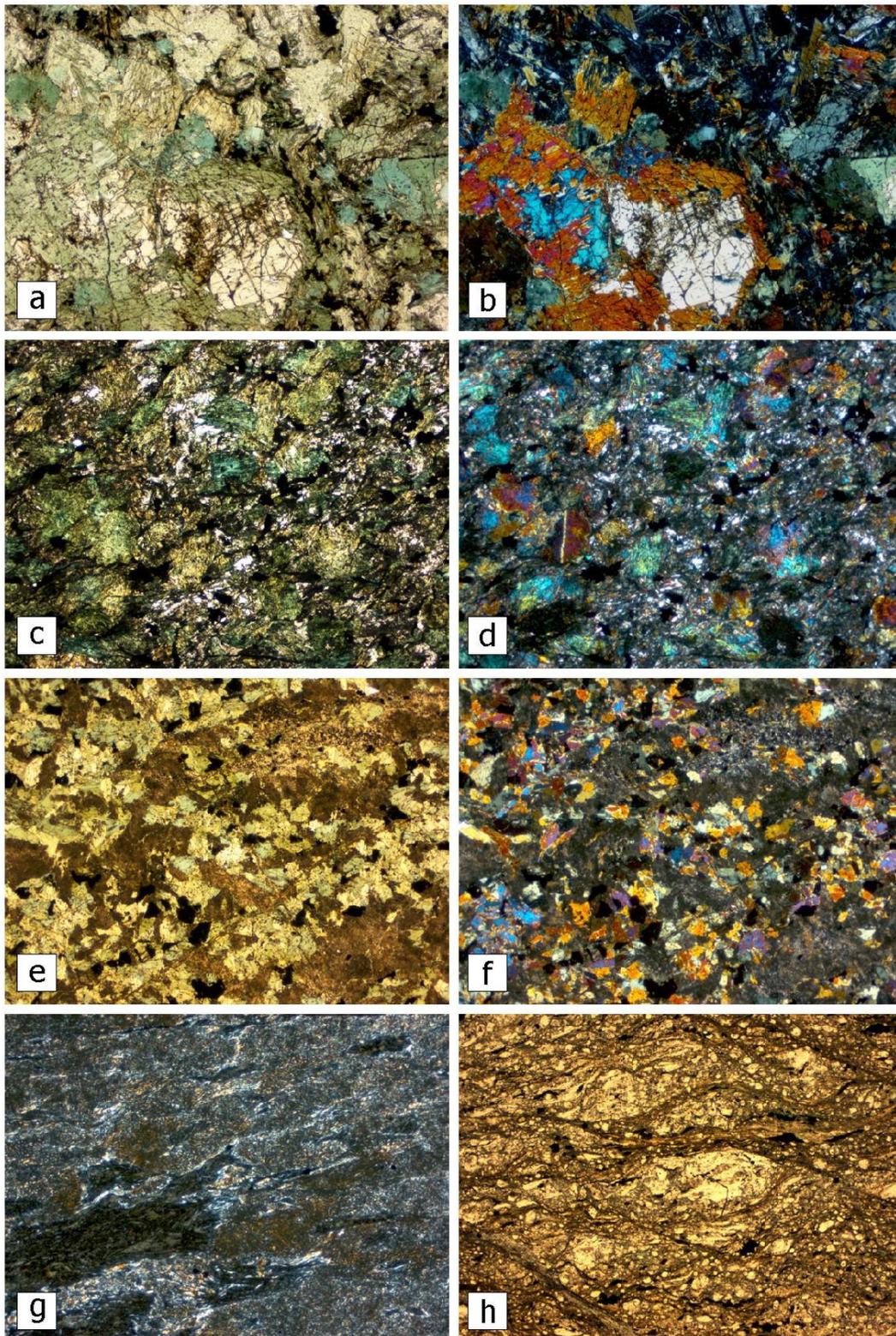


Foto 17: (a) Picritas en facies de cumulado de Ti-augita y olivino, LN; (b) Id., LP; (c) Facies de cumulado picrítico-ankaramítico ligeramente foliado e intensamente anfibolitizado, LN; (d) Id., LP; (e) Dique dolerítico a microgabroico, LN (f) Id., LP; (g) Texturas porfídicas relictas en los típicos esquistos máficos, LP; y (h) Texturas proto-miloníticas en los metabasaltos porfídicos/esquistos máficos, LN.

2.1.1.2. El Complejo Duarte en la Hoja de Manabao

El Complejo Duarte solo aflora en el borde norte de la Hoja de Manabao:

- Al NO (sector Jamamucito-Las Lagunas), la zona de cizalla de la Meseta separa el Complejo Duarte de la Fm Restauración (Tireo), situada al Sur.
- Al NE (sector de Loma Prieta) el Complejo Duarte forma una banda EO, de 1 km de ancho, separando el batolito de Jumunucu prácticamente en dos bloques; un “roof pendant” de basaltos (0,5 x1 km) ocupa la esquina NE de la Hoja.

Los mejores cortes para observar el C. Duarte son, de Oeste a Este:

- Ctra. Las Placetas-Las Lagunas Arriba-Jamamucito
- Ctra. Donajá Loma de Los Ríos
- Ctra. Donajá-El Cerrazo (circulación con 4x4 peligrosa en temporal lluvioso)
- Ctra. Franco Bidó-Loma Cerro Prieto

Cartográficamente solo se ha distinguido la unidad inferior de metapicritas, metaakaramitas y basaltos porfídicos, magnéticos.

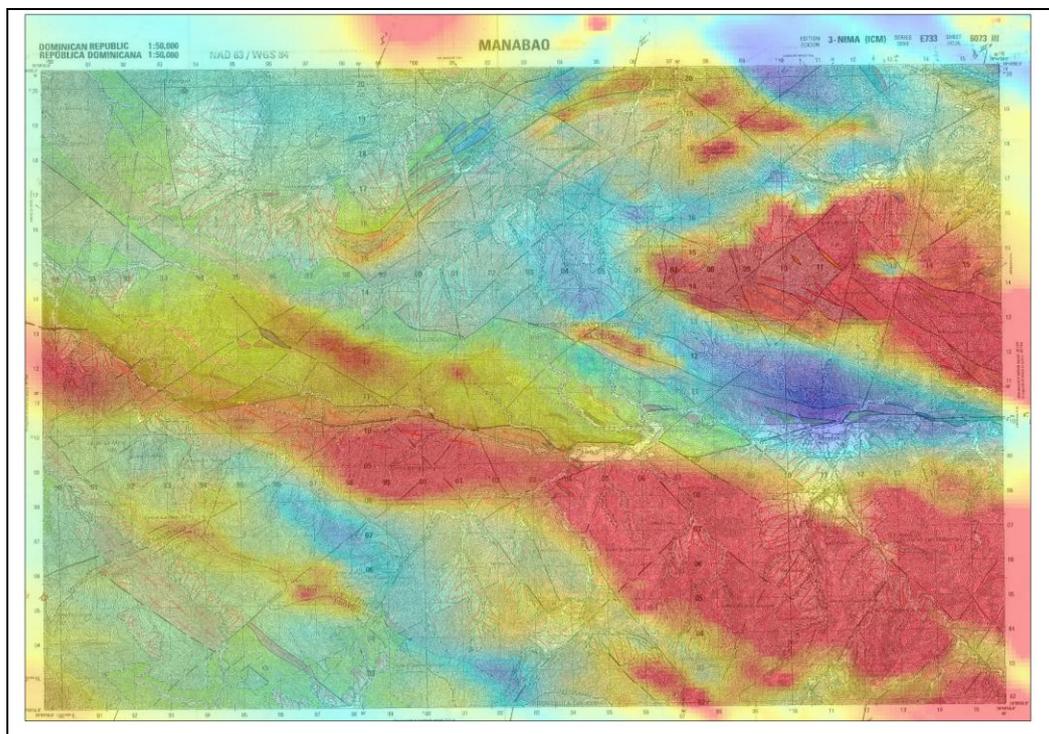


Fig. 10: Mapa aeromagnético (campo total reducido al polo) de la Hoja de Manabao (CGG, 1999, Proyecto E SYSMIN)

2.1.1.2.1. Complejo Duarte Metapicritas, metaakaramitas y metabasaltos porfídicos, magnéticos (12); Cretácico-Inferior (K₁)

Los metabasaltos porfídicos, magnéticos, (facies sub-esquistos verdes con prenhita-pumpellita y esquistos verdes con tremolita-actinota) constituyen la parte inferior del conjunto basáltico del C. Duarte en la Hoja de Manabao (Fig. 8).

Este potente tramo de basaltos porfídicos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, a menudo como cumulados (Foto 20), intruidos por los batolitos de El Bao y Jumunucu y fuertemente deformados, presentan una esquistosidad casi general y una fuerte cloritización (Foto 19; Foto 21). Solo algunos tramos de coladas basálticas (Foto 18), de potencia métrica a decamétrica, han sido protegidos de la intensa deformación. Los contactos con los intrusivos y la serie volcanosedimentaria del Grupo Tireo son casi sistemáticamente mecánicos.

Metabasaltos muy cloritizados y cizallados con aspecto de esquistos verdes, se observan también en “*roof-pendant*” en el borde Norte del batolito de Jumunucu.

Prácticamente toda la parte norte de la Hoja de Manabao corresponde a la zona de cizalla regional Manacla-Diferencia-Mata Grande y Las Lagunas-Franco Bidó de 1 a 4 km de anchura. Todos los basaltos del C. Duarte están afectados por la deformación intensa y pasan progresivamente a facies de anfibolitas, subrayadas por pequeños cuerpos intrusivos muy foliados, blastomiloníticos, de gabros-cumulados, tonalitas, leucotalitas y leucogranitos aplíticos.

En el centro de la Hoja, en la zona de falla regional de La Guácara-Bonao, algunos pequeños afloramientos de esquistos verdes recuerdan los basaltos de C. Duarte, que podrían haber sido arrastrados por la falla:

- los Dajaos en la Ctra. principal de Manabao, al límite este de la Hoja), de un
- NO de Manabao, cerca del cauce de El Río Yaque del Norte
- Ctra. entrada a La Ciénaga

En ausencia de argumentos geoquímicos, estos pequeños afloramientos han sido incluidos cartográficamente en la Fm Restauración: esquistos verdes, con bandeado tectónico, originalmente brechas y lavas andesíticas)



Foto 18: Basaltos porfídicos del C. Duarte; aspecto fluidal de colada (Las Lagunas) (41MJ9155_1); Lat: 19,14946; Long: -70,91294



Foto 19: Basaltos porfídicos esquistoizados del C. Duarte. Las Lagunas (41MJ9149_2); Lat: 19,149942; Long: -70,921909



Foto 20: Basaltos porfídicos del C. Duarte, con huecos de disolución de los cumulos de fenocristales Fe-Mg. Las Lagunas (41MJ9149_1); Lat: 19,149942; Long: -70,921909



Foto 21: Basaltos del Complejo Duarte esquistoizados, zona de falla; Donajá; Norte de la Hoja de Manabao (41MJ9072); Lat: 19,157461; Long: -70,898962

	
<p>Foto 22: Pliegue (Eje: N120°E-75SE; PA: N125°E-70°NE) en los Basaltos esquistozados y meteorizados del C. Duarte. Ctra. de Las Lagunas (41MJ9145_1); Lat: 19,159959; Long: -70,920233)</p>	<p>Foto 23: Basaltos esquistozados microplegados del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donaja-Los Ríos Loma del Peñon) (41MJ9168_1); Lat: 19,147951; Long: -70,88868</p>

Los basaltos porfídicos y picritas con orto y clinopiroxeno, de tono verde oscuro, cuando carecen de esquistosidad (zonas protegidas de la cizalla), han preservado la mineralogía y texturas del protolito. Presentan fenocristales milimétricos (hasta 5 mm) de orto y clinopiroxeno, plagioclasa y olivino, de subidio a alotriomorfos, inmersos en una mesostasia verde de textura intersecetal a subofítica de grano fino. Como accesorios se ha observado ilmenita, magnetita, hematites y opacos. Algunos ortopiroxenos están zonados oscilatoriamente y presentan maclas. El olivino está casi completamente reemplazado a clorita, serpentinita y opacos. Localmente, la abundancia de fenocristales en los niveles picríticos y ankaramíticos sugiere que la roca es un cumulado de cristales (Foto 20). Las lavas están afectadas por un proceso de alteración tardi-magmática y/o metamorfismo estático, que ha dado lugar a la formación de un agregado microcristalino sin orientación compuesto por clorita, mica blanca, epidota, prismas aciculares y rosetas de actinolita-tremolita, esfena y abundantes opacos. La asociación mineral producto de la alteración/metamorfismo hidrotermal es propia de la facies de los esquistos verdes. Hay también rellenos ovoides vesiculares de clorita, albita, zeolitas o epidota.

2.1.1.2.2. Las rocas intrusivas en el Complejo Duarte

El C. Duarte está intruido por gabros cumulados, gabro-dioritas, tonalitas, diques máficos, leucograníticos-aplíticos y cuarzo; ver la descripción en el capítulo 3.1.3. Rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Manabao.

2.1.2. El Grupo Tireo (Cretácico medio-superior)

2.1.2.1. Generalidades

El grupo Tireo representa el estado de arco isla, definido por una secuencia de >3 km de potencia de rocas volcánicas, sub-volcánicas y volcanosedimentarias de edad Cretácico superior. Se distribuye en una franja de unos 280 Km de longitud y 12 a 45 Km de anchura, que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose desde las proximidades de Baní hasta el Norte de Haití (series del *Terrier Rouge* y series de la Mina). El límite Sur es la Falla de San José-Restauración, y por el Norte se extiende hasta la Zona de Falla de la Española (Fig. 2).

El nombre de la formación se corresponde al de un pueblo y un río, próximos a Constanza.

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1966), aunque posteriormente ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984), Jiménez & Lewis (1987), Amarante y García (1990), Lewis *et al.* (1991), Amarante y Lewis (1995) y Joubert *et al.*, (1998). Unos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses JICA/MMJA (1984) plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis *et al.* (1991) elevan la unidad al rango de Grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo Inferior y Grupo Tireo Superior.

En este proyecto se considera que el Grupo Tireo (Cretácico superior) Incluye dos formaciones principales que intercalan varios miembros (Fig. 8):

- Fm Constanza (base)
- Fm Restauración (techo)

La Fm Constanza, a la base, está dominada por tobas vítreas-líticas de grano grueso y brechas volcánicas de composición andesítica a basálticas, con intercalaciones locales de flujos basálticos y andesíticos, así como rocas volcanoclásticas máficas de grano fino. Con un espesor de >2500 m, esta extensa secuencia piroclástica aflora de forma continua desde el área de Restauración-Jicomé a la de Gajo del Monte-Constanza (Fig. 2).

Las rocas piroclásticas fueron emitidas y parcialmente retrabajadas como debris flows en un medio submarino relativamente profundo. Sin embargo, al SO de Restauración, por encima de la secuencia principal de tobas verdes, aparecen unos 30-100 m de tobas verdes y moradas alternantes, con capas decimétricas intercaladas de lapilli accreccionarios (Lewis *et al.*, 1991 b; Stein *et al.*, 2004) depositados en medio de agua someras transicional a subaéreo.

Hacia la base y techo de la Fm Constanza aparecen intercalaciones discontinuas de rocas sedimentarias. Cerca de Dajabón, los radiolarios de edad Albiense a Cenomanense superior en los cherts de los niveles más bajos del Complejo de Dajabón sugieren que el inicio del volcanismo fue en el Albiense-Cenomanense (Montgomery y Pessagno, 1999; Urien et al., 2004). Esta edad es consistente con la edad Albiense-Cenomanense obtenida mediante microfósiles por Gómez Sainz (2000) en el Mb Rio Blanco. Por otro lado, los foraminíferos del Mb Calizas de Constanza indican una edad pre-Turoniense para el resto de la Fm Constanza infrayacente (Bowin, 1075; Lewis et al., 1991b). Las calizas gris oscuras intercaladas al techo de la Fm Constanza en Restauración contienen microfósiles de edad Turoniense (Robinson, 1983).

Consideradas en conjunto estas edades 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 101+-2 Ma para una tonalita con hornblenda del batolito de Loma Cabrera (Contreras et al., 2004) sugiere la intrusión contemporánea de las unidades plutónicas más tempranas.

La Fm Restauración (Fig. 8) está compuesta por flujos dacíticos a riolíticos, tobas, brechas, domos dacíticos extrusivos brechificados y criptodomas. La secuencia presenta intercalaciones de flujos máficos y está intruida por diques basálticos y doleríticos. Localmente aparecen secuencias grano-decrecientes de areniscas y limos volcanoclásticos, y lentejones de calizas. Las rocas ácidas fueron emitidas como flujos submarinos someros y los depósitos piroclásticos producidos por explosiones freatomagmáticas, con intrusiones subvolcánicas locales. Entorno a los centro emisivos ácidos tuvo lugar una importante actividad hidrotermal tardía, que produjo depósitos hidrotermales de sulfuros-barita polimetálicos (Cu-Au-Ag) significativos.

La potencia de la Fm Restauración es de 600-1500 m en las áreas de Dajabón-Restauración y Jicomé, acuñándose hacia el SE en las áreas de Gajo del Monte, Constanza y Sabana Queliz.

La presencia de fragmentos de tobas verdes andesíticas de la Fm Constanza en las tobas dacíticas de la Fm Restauración indica una edad más joven de esta última. Este hecho concuerda con la edad Turoniense-Coniacense obtenida con fósiles de un nivel de chert 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+-2 Ma obtenida en dacitas (Lewis et al., 1991 b; Stein et al., 2004). Recientemente, en el área de Jarabacoa, una edad U-Pb en zircones de 89,0+-0,9 Ma (límite Turoniense-Coniacense) ha sido obtenida en los flujos más bajos de la Fm Restauración (Escuder Viruete et al., 2007 b), la cual también establece una edad más antigua para el Mb Yujo infrayacente (arcillas, calizas, cherts, lutitas y tobas finas). Esta

unidad basal se dispone discordante directamente sobre el C. Duarte en esta área y está superpuesta por flujos y brechas ácidas con pequeños depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (Escuder Viruete et al., 2004)

La Fm Restauración está superpuesta por la secuencia sedimentaria turbidítica de unos 250 a 800 m de la Fm Trois Rivières (Fig. 8).

En la Hoja de Manabao, se ha distinguido cartográficamente las dos formaciones del Grupo Tireo (Constanza y Restauración).

2.1.2.2. El Grupo Tireo en la Hoja de Manabao

En la Hoja de Manabao, las dos formaciones del Grupo Tireo están separadas por la falla regional La Guácara-Bonao, con dirección EO, que corta por la mitad la Hoja, a nivel de El Río Yaque del Norte: la Fm Constanza aflora al Sur de la Falla, en la esquina SO de la Hoja, y La Fm. Restauración, al Norte, principalmente en el cuadrante NO.

2.1.2.2.1. Formación Constanza (Grupo Tireo). Brechas y tobas líticas y vítreas masivas y lavas de composición intermedio-básica (13) Cretácico superior (K₂)

La Fm Constanza ocupa una pequeña superficie (12 km²) en la esquina SO de la Hoja de Manabao, correspondiendo al Valle del Tetero, que se desarrolla más al Sur en la Hoja colindante de Gajo del Monte.

Desde La Ciénaga, el acceso se hace a lomos de caballería por el camino del Pico Duarte, directamente por el cruce del Valle del Tetero o mejor, subiendo primero al Pico del Yaque y bajando luego al Valle del Tetero por un nuevo camino arreglado por el Parque Nacional a partir del nacimiento del Yaque del Sur. El refugio del Valle del Tetero está ubicado al borde norte de Hoja de Gajo del Monte (Foto 24).

En la imagen del aeromagnetismo reducido al polo (Fig. 10), la Fm. Constanza no se caracteriza por una anomalía significativa.

Las brechas y lavas andesíticas de color verde y violáceo (Foto 25; Foto 26), afloran muy bien al Sur del Pico del Yaque, a favor de pequeños arroyos. En el Valle del Tetero mismo (Foto 54), coluviones, glaciares antiguos y vegetación muy densa tapan la Fm Constanza, sobrepuesta por los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte.



Foto 24: Caseta de Valle del Tetero, Borde norte de la Hoja Gajo del Monte (52MJ9058_1); Lat: 19,986785 ; Long: -70,92806)

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. Se caracteriza por una alteración verde tardi- a post-magmática pervasiva. Con un espesor estimado a más de 1000 m, esta extensa secuencia piroclástica, presenta un buzamiento general 20-30° hacia el NE, y está limitada al Norte por el Batolito de El Río y la Falla de La Guácara Bonao.



Foto 25: Lava andesítica, gris, verde y violácea de la Fm Constanza (Tireo); camino Pico del Yaque al Valle del Tetero (41MJ9053_1); Lat: 19,007026; Long: -70,939771)



Foto 26: Brecha andesítica, verde y violácea de la Fm Constanza (Tireo); camino del Pico del Yaque al Valle del Tetero (41MJ9053_2); Lat: 19,007026; Long: -70,939771)

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 enfriamiento 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 desvitrificado (*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 son ausentes.

Las facies volcánicas efusivas incluyen flujos de lava coherentes (Foto 25) y flujos de brechas formadas por autobrechificación, generalmente de composición basáltico-andesítica a andesítica (Foto 26). 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-oscuras 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.

Estas rocas piroclásticas 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.

2.1.2.2.2. Formación Restauración (Grupo Tireo). Cretácico Superior (K₂)

La Fm Restauración aflora al Norte de la Falla La Guácara-Bonao. Esta potente serie volcanosedimentaria (>1500 m) presenta una dirección NO-SE y una anchura de 5 km al borde NO de la Hoja; se acuña paulatinamente hacia el Este, moldeando el Batolito de Jumunuco.

Al Norte del Batolito de Jumunuco, las brechas andesíticas superpuestas a los basaltos de Duarte, se acuñan en la Loma de Los Ríos, en la zona de cizalla SO-NE de Las Lagunas-Franco Bidó.

Hacia el Sur, la serie está cortada por la Falla de La Guácara-Bonao y se acuña paulatinamente entre los batolitos de Jumunuco y El Río, hasta desaparecer en la zona de cizalla, a nivel de Pinar del Rayo.

Cartográficamente se han distinguido 5 unidades:

- esquistos verdes con bandeo tectónico

- metavolcanitas intermedio-básicas: lavas, brechas , tobas, filitas y esquistos máficos
- metavolcanitas ácidas: lavas, brechas y tobas riódacíticas
- siltitas y tufitas grises a verdes
- cherts, calizas y pizarras negras

Las principales observaciones se realizaron en los siguientes lugares

- valle de Río Yaque del Norte y sus afluentes: río de los Guanos, arroyos Manuel Estrellas y Soñador,
- camino del Firme de Los Canos
- camino de la Loma Quemada
- camino Las lagunas-la Loma del Mortero

2.1.2.2.2.1. Formación Restauración (Grupo Tireo). Esquistos verdes con bandeo tectónico en zona de cizalla (14). Cretácico Superior (K₂)

Los esquistos verdes con bandeo tectónico han sido cartografiados a lo largo de la zona de cizalla regional de La Guácara-Bonao, en la Hoja de Diferencia (La Guacara, Río Bao) durante el proyecto anterior y en el borde oeste de la Hoja de Manabao.

Al afloramiento los esquistos presentan un bandeo tectónico, milimétrico a centimétrico, de color verde claro y verde oscuro, debido a la intensa deformación al contacto con las tonalitas foliadas. Se trata de una milonita de roca volcánica y/o volcanoclástica, de composición intermedia, con un hidrotermalismo y un posible metamorfismo de contacto superpuestos, impidiendo al afloramiento el reconocimiento del protolito original. Las rocas menos deformadas corresponden en esta hoja a las metavolcanitas intermedio-básicas con brechas predominantes y lavas subordinadas.

Hacia el este de la Hoja, algunos pequeños afloramientos aislados de esquistos verdes que jalonan la falla de la Guácara-Bonao no han sido distinguido cartográficamente de las metavolcanitas intermedio-básicas.

El protolito de estos esquistos fueron rocas volcánicas de composición andesítica o basáltico-andesítica, cuya mineralogía 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 subidido 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.

Las volcanitas ácidas, con el aumento de la deformación dúctil sin-metamórfica, 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 elongados. 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.



Foto 27: Andesitas o basaltos cloritizados, esquistozados en la Falla regional La Guácara-Bonao; Ctra. Los Dajaos-Manabao, (41MJ9310_1); Lat: 19,074633; Long: -70,7582



Foto 28: Andesitas o Basaltos cloritizados y esquistozados en la zona de Falla de La Guácara-Bonao (41MJ9309_1); Lat: 19,074688; Long: -70,755644

2.1.2.2.2. Formación Restauración (Grupo Tireo). Metavolcanitas intermedio-básicas (15).
Lavas, brechas, tobas, filitas y esquistos máficos. Cretácico Superior (K₂)

Esta unidad volcanosedimentaria de composición intermedia a básica cubre 55 km² de la Hoja y corresponde aproximadamente al 80% de la Fm Restauración.

Las brechas y tobas predominan sobre las lavas pero las malas condiciones de afloramientos en esta zona montañosa cubierta por una vegetación densa y la fuerte meteorización, no permiten una cartografía detallada de cada facies. Incluyen también niveles finos, localmente con aspecto de filitas. En zona de cizalla estos protolitos están parcialmente esquistoizados sin que se pueda siempre distinguir cartográficamente.

Los depósitos de brechas y tobas presentan una gran variabilidad, tanto en el tamaño de grano de las partículas como en las proporciones relativas de componentes vítreos, líticos y de cristales (Foto 31). Localmente presentan una cierta organización en bancos decimétricos (Foto 29; Foto 30),

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 prenhita, pumpellita, laumontita, clorita, epidota pistachita, paragonita y celadonita. Los fragmentos de cristales son de plagioclasa, hornblenda y piroxeno.

A la mesoescala se trata de rocas volcánicas piroclásticas de grano grueso a medio, clasificable como brechas o tobas de composición andesítica s.l, compuestas por abundantes fragmentos líticos y de vidrio volcánico (Foto 31). 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.



Foto 29: Brechas, tobas y lavas andesíticas marrón y dacitas claras de la Fm Restauración (Tireo) organización nítida en los niveles más finos; Puente Río Yaque del Norte, entrada a La Ciénaga (41MJ9369_1); Lat: 19,076101; Long: -70,842098



Foto 30: Brechas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo), con una cierta organización en bancos 20-30 cm; Zona de Falla de La Guácara-Bonao Joya de Ramón, La Ciénaga (41MJ9381_1); Lat: 19,078282; Long: -70,837194



Foto 31: Brechas andesíticas de la Fm Restauración; con elementos cm a dcm. Arroyo Manuel Estrella, Entrada al Parque Armando Bermúdez. La Ciénaga (41MJ9412_1); Lat: 19,067687; Long: -70,866316



Foto 32: Colada andesítica intercalada en las brechas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo). Entre la Loma El Alto de Canela y la Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9525_1); Lat: 19,090651; Long: -70,950214



Foto 33: Andesitas de Fm Restauración; meteorización en bolos cm a dcm; presencia de sulfuros (pirotita?) Camino a Firme Los Carlos, Norte La Ciénaga (41MJ9393_3); Lat: 19,075655; Long: -70,847346



Foto 34: Andesitas y brechas andesíticas de la Fm Restauración (elementos 0,3-0,5 cm); color verde, violáceo, negro; meteorización rojiza; Loma Quemada, Norte La Ciénaga (41MJ9407_1); Lat: 19,076278; Long: -70,864971



Foto 35: Contacto por falla (N105°E-70°SO) entre andesitas, brechas y tobas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo) a la izquierda y gabros de grano medio a fino a la derecha., Ctra. Villas Don Antonio, Paso de la Piedra; Río Yaque del Norte (41MJ9370_1); Lat: 19,074208; Long: -70,837599



Foto 36: Pliegue (Eje: N55°E-5°NE; PA: N40°E-35°NO) en las andesitas, brechas y tobas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo), Ctra. Villas Don Antonio, Paso de la Piedra; Río Yaque del Norte (41MJ9371_1); Lat: 19,073625; Long: -70,836707

En las brechas y tobas predominante se intercalan coladas andesíticas de potencia métrica, paralelas a la estratificación del conjunto cuando existe, como por ejemplo en el camino de acceso a la Loma del Mortero (Foto 32) o al Norte de La Ciénaga, en el camino de la Loma Quemada (Foto 34), o en la nueva carretera de Villas Don Antonio cerca del puente sobre el Río Yaque del Norte a la entrada de La Ciénaga (Foto 29).

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 corroídos. 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 criptocristalina 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.

2.1.2.2.3. Formación Restauración (Grupo Tireo). Metavolcanitas ácidas. Lavas, brechas y tobas riódacíticas (16); Cretácico Superior (K₂)

Las metavolcanitas ácidas se intercalan, en tramos decimétricos a hectométricos, en la unidad intermedio-básica de la Fm Restauración. En la cartografía, el aspecto discontinuo

de estos afloramientos se debe en parte a la cobertura vegetal y a las condiciones de accesos muy difíciles en zonas montañosas. Lo cierto es que la proporción de las facies ácidas, disminuye considerablemente desde el NO (Hoja de Diferencia y borde NO de la Hoja de Manabao) hasta el límite Sur, correspondiendo a la Falla de La Guácara-Bonao. Los mejores afloramientos se observan en el camino de acceso a la Loma del Mortero, o al Norte de la Ciénaga, en los caminos del arroyo Sonador y de la Loma Quemada.

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

A la mesoescala se trata de rocas volcánicas y subvolcánicas de color beige-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 y alotriomorfos con bordes corroídos 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 accesoria, aunque generalmente en éstas no aparecen minerales ígneos ferromagnesianos. La mesostasia o matriz volcánica está formada por un agregado de micro a criptocristalino, variablemente esferulítico y desvitrificado, así como también recristalizado. Los minerales secundarios consisten en albita, sericita, clorita, pumpellita, paragonita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, que a veces se localizan en planos de microfracturas y/o disolución.

2.1.2.2.2.4. Formación Restauración (Grupo Tireo). Siltitas y tufitas grises a verdes (17). Cretácico Superior (K₂)

Las siltitas y tufitas grises a verdes han sido cartografiadas en el Valle del Yaque del Norte. Aparecen en intercalaciones, decamétricas a hectométricas, en las brechas y tobas andesíticas, a favor del corte de la Ctra. Manabao-La Ciénaga. Encajan también los niveles de calizas negras de la misma formación.

En general muy meteorizadas, presentan localmente una organización en bancos decimétricos más o menos nítidos, con alternancias de siltitas dominantes y niveles tuffíticos (epiclastitas). La fuerte deformación en esta zona de cizalla de La Guácara-Bonao y la meteorización no han permitido el muestreo para confeccionar láminas delgadas.

2.1.2.2.2.5. Formación Restauración. Calizas, cherts y pizarras negras (18). Cretácico Superior (K₂)

Dos afloramientos de calizas, cherts y pizarras negras han sido cartografiados en las brechas y lavas andesíticas, a 1 km al Norte de La Ciénaga de un lado y en el camino de la Loma Quemada del otro.

En el Arroyo Sonador, las calizas y cherts grises a negros presentan una buena organización en bancos alabeados de 20 cm de potencia, con interbancos finos (1-3 cm) de arcillas o siltitas gris negro a rojizo. El conjunto está cortado por una red de vetillas de calcita recristalizadas.

En el camino La Ciénaga-Loma Quemada, a menos de 1 km al Oeste del Arroyo Sonador, un banco de calizas grises de 0,5-1 m de potencia presenta una extensión hectométrica.

Los dos afloramientos están encajados en siltitas negras a grises.

Hasta la fecha no se han podido datar.

Se trata de rocas metacarbonatadas de grano fino y fábrica planar a plano-linear, bien definida a la mesoescala por agregados de epidota verde-amarilla orientados paralelamente a la Sp. La lineación mineral Lp está definida por la elongación de agregados de epidota y opacos. Al microscopio presentan texturas granolepidoblásticas y granoblásticas microbandedas. La asociación mineral que presentan está compuesta por calcita, clorita, epidota, mica blanca, albita, cuarzo y algo de talco, con magnetita, grafito, ilmenita y opacos como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil planar principal (Sp) e indicativa de la facies de los subesquistos verdes de baja-T. Los protolitos fueron rocas sedimentarias carbonatadas con intercalaciones detríticas finas, probablemente con una componente volcánica, las cuales han dado lugar a niveles ricos en calcita, filosilicatos, epidota y opacos. No obstante, también se han encontrado niveles de mármoles monominerálicos calcíticos de protolito más puro.



Foto 37: Calizas negras y silts silíceos o chert, en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_1); Lat: 19,07459; Long: -70,856668



Foto 38: Detalle. Calizas negras y silts silíceos o chert en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_3); Lat: 19,07459; Long: -70,856668



Foto 39: Calizas gris azulado, recristalizadas, de la Fm Restauración; banco de 1 m de potencia. Camino La Ciénaga-Loma Quemada (41MJ9408_1); Lat: 19,075177; Long: -70,867196

2.1.3. Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte Campaniense-Maestrichtiense Cretácico Superior (K₂)

2.1.3.1. Generalidades

Los basaltos de la Formación Pelona-Pico Duarte se disponen estratigráficamente y discordantemente sobre el Grupo Tireo, constituyendo la parte culminante de la secuencia magmática de la zona estudiada. La discordancia es sugerida por la suave deformación de los basaltos en comparación de la fuerte deformación del grupo Tireo infra yacente. Topográficamente, los basaltos se localizan en los sectores más elevados, constituyendo el macizo del Pico Duarte y su prolongación al NO en las Lomas de La Pelona y el Pico del

Barranco en la Hoja de Lamedero, continuando en los sectores de Loma de Joca-Loma Los Aparejos-Loma Nalga de Maco al sur de la Hoja de Jicomé y la Loma de Los Guandules en la Hoja de Restauración. Las áreas del Mogote de Pinar Quemado y Loma de Las Golondrinas, al sur de la Hoja de Jarabacoa, también constituyen sectores de afloramiento de la Formación.

La unidad parece ser litológicamente muy homogénea en todos los sectores cartografiados, formando una secuencia de entre 500 y 1500 m de espesor de flujos de basaltos típicamente afíricos y vesiculares.

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. 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 el emplazamiento de los batolitos tonalíticos (Turonense-Campaniense Inferior). Estos basaltos 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-Turonense (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 Campaniense (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 el Ridge de Beata, que registran una actividad magmática predominantemente Campaniense (Révillon et al., 2000), all attributed to the CCOP. Todas estas unidades son atribuidas al plateau oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 2002). La unidad se dispone estratigráficamente bajo la Fm. Calizas de Nalga de Maco de edad Eoceno medio-superior.

2.1.3.2. Formación Basaltos Pelona-Pico Duarte en la Hoja de Manabao

2.1.3.2.1. Formación Basaltos Pelona-Pico Duarte. Basaltos vacuolares (19). Cretácico Superior (K₂)

Los Basaltos Pelona-Pico Duarte cubren una superficie de 50 km² en el cuadrante SO de la Hoja de Manabao, donde culminan los relieves más altos de la Cordillera central: Pico Duarte (3087 m), La Rucilla (3083 m), Pico del Yaque (2761 m) y la Loma de la Mina (2485 m); La Pelona (3000 m) está ubicada a 1 km al NO del Pico Duarte, en la esquina SE de la Hoja colindante de Lamedero.



Foto 40: Valle de El Río Yaque del Norte, al primer plano y Pico Duarte, Pelona, Rucilla al fondo. Vista desde La Ciénaga (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9006_3); Lat:19,076026; Long: -70,853404)



Foto 41: Pico Duarte (altitud 3087 m) Basaltos vesiculares (41MJ9036_1); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056)



Foto 42: La Compartición; Refugio, camino al Pico Duarte (41MJ9042_3); Lat: 19,035519 ; Long: -70,96182)

La serie basáltica de entre 500 y 1500 m de espesor, con un buzamiento general de 10-20° hacia el NE, cubre las brechas y lavas andesíticas (Fm Constanza, Grupo Tireo) del Valle del Tetero, probablemente de manera discordante. Los afloramientos están interrumpidos por la banda NO-SE de tonalitas foliadas de la Compartición, y limitados al NE por el batolito de El Río.

Debido a la inaccesibilidad de estos relieves y la ausencia de afloramientos en muchos sectores por la densa vegetación, los basaltos de Pelona-Pico Duarte no han podido ser muestreados con mucho detalle, excepto en el camino de subida al Pico Duarte y la arista cimera, donde los afloramientos son excepcionales. Sin embargo, la unidad parece ser litológicamente muy homogénea en todos los sectores cartografiados, formando una potente secuencia 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.

Las doleritas son de textura isótropa intergranular, compuesta por un entramado de plagioclasa que encierran augita titanada, olivino y magnetita.

Las facies afaníticas son de color gris-azul oscuro, magnéticas, con vacuolas rellenas de cuarzo y/o calcita. Texturalmente presentan microfenocristales de olivino, Ti-augita y plagioclasa (Fig. 11) en una mesostasia de intersectoral/subofítica a vítrea.

Los principales tipos petrográficos muestreados son (Fig. 11):

- basaltos con olivino y augita afaníticos vesiculares: (6073IIIMJ9033: Lat: 19,030248; Long: -70,994223), (6073IIIMJ9034: Lat:19,027318; Long: -70,995829),

- (6073IIIMJ9044: Lat:19,035471; Long: -70,951081) y (6073IIIMJ9053: Lat:19,007026; Long: -70,939771),
- basaltos con ortopiroxeno y clinopiroxeno afaníticos vesiculares (6073IIJE9284, 6073IIJE9286A, 6073IIJE9286B y 6073IJE9870),
 - basaltos con olivino y clinopiroxeno microporfídicos vesiculares (6073IIIMJ9022: Lat:19,025536; Long: -70,913418), (6073IIIMJ9026: Lat:19,032776; Long:-70,936396) y (6073IIIMJ9036: Lat:19,023022; Long: -70,998056),
 - metabasaltos a anfibolita de grano fino (6073IIIMJ9020: Lat: 19,02871; Long: -70,911264) y doleritas con clinopiroxeno.

A - Basaltos con olivino y augita afaníticos vesiculares

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 dinamotérmico, 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 pleocroico, 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 poiquílicamente 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, pumpellita y albita. Los basaltos están afectados por grietas discordantes y planos de fractura frágiles rellenos de epidota.

B - 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. Las plagioclasas pueden 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 interseccional 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.

C - 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.

D - 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 pleocroica, 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.

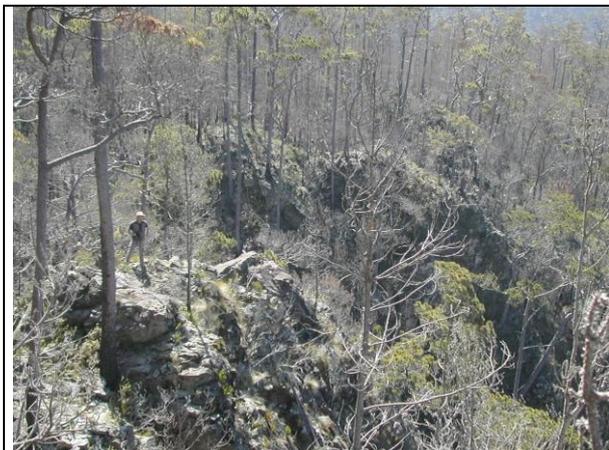


Foto 43: Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte (41MJ9044_1); Lat: 19,035471; Long: -70,951081)



Foto 44: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte (41MJ9044_2); Lat: 19,035471; Long: -70,951081)



Foto 45: Colada de basaltos vesiculares. Loma La Cotorra camino a l Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9022_1); Lat:19,025536; Long: -70,913418)



Foto 46: Fluidalidad (subrayada por las vesículas) en los basaltos Pelona-Pico Duarte (41MJ9046_3); Lat: 19,028232; Long: -70,938661)



Foto 47: Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_1); Lat:19,02499; Long: -70,997309)



Foto 48: Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_2); Lat:19,02499; Long: -70,997309)

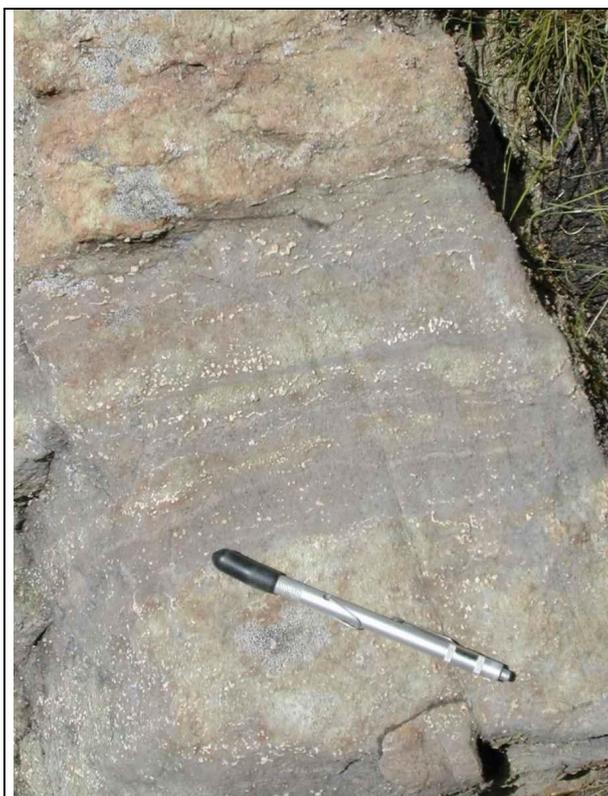


Foto 49: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_3); Lat:19,02499; Long: -70,997309)



Foto 50: Fluidalidad en un bloque de basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Pico del Yaque (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9026_1); Lat:19,032776; Long: -70,936396)



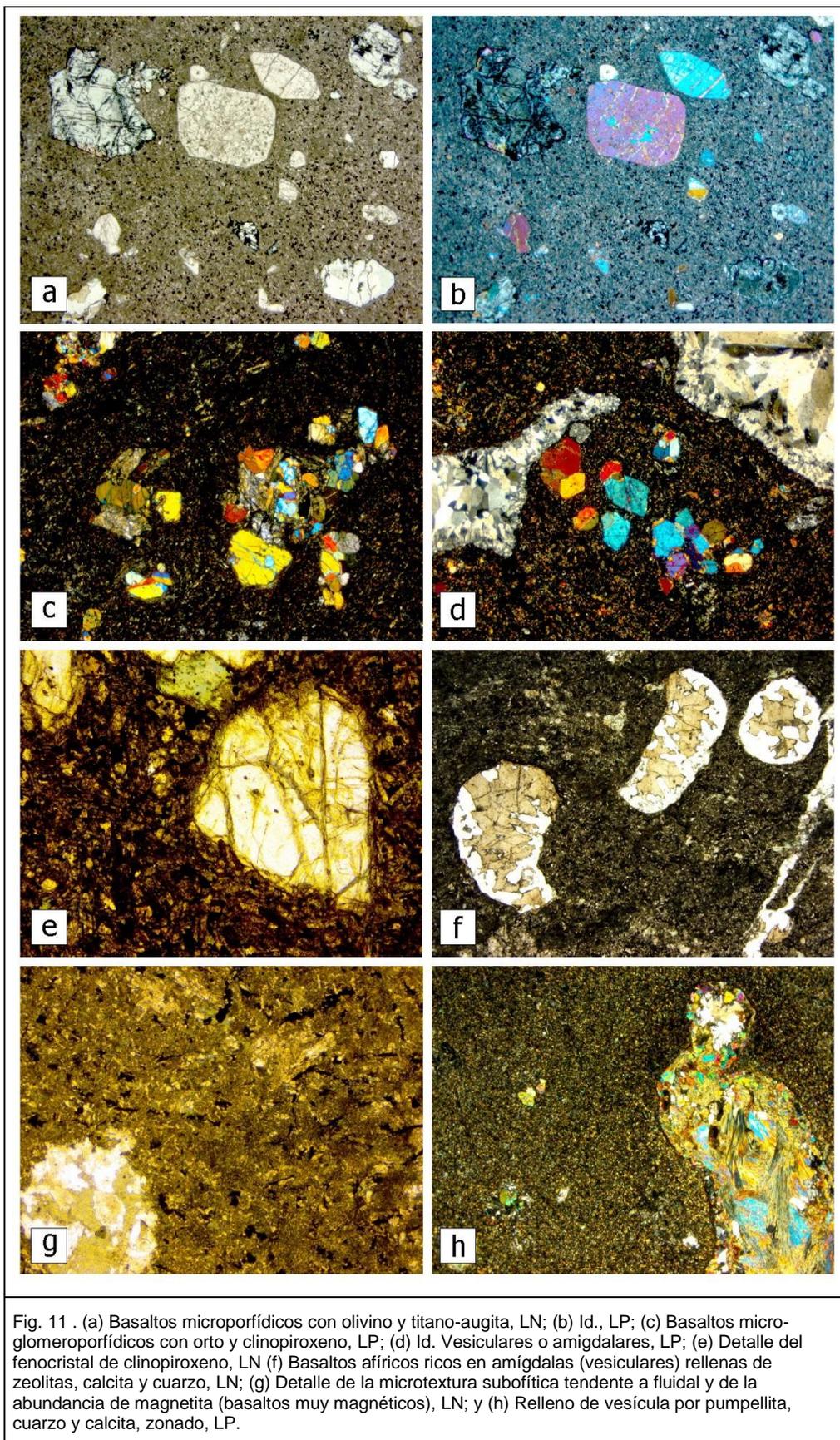
Foto 51: Fluidalidad de los basaltos vesiculares. Valle de Lilís Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_1); Lat:19,030248; Long: -70,994223)



Foto 52: Basaltos Pelona-Pico Duarte; vacuola dcm con cuarzo. Valle de Lilís Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_3); Lat:19,030248; Long: -70,994223)



Foto 53: Bloque de basaltos vesiculares Pelo-Pico Duarte con enclaves de tonalitas foliadas; Camino al Pico Duarte, Este Comparsición (41MJ9039_1); Lat: 19,039296 ; Long: -70,969756)



2.2. Cuaternario

2.2.1. Pleistoceno

En esta zona montañosa, los depósitos del Pleistoceno corresponden a las terrazas altas y a los glaciares antiguos.

2.2.1.1. Terrazas altas (20): Gravas y arenas; Pleistoceno (Q1-3)

La mayoría de las terrazas altas de la red hidrográfica son muy reducidas y no se han podido cartografiar a la escala 1/50.000. Algunas, más importantes, se encuentran en los ríos del norte de la Hoja, afluentes del río Bao, ríos Jamamú y Jagua, arroyo la Lomita, o del Sur, afluentes del Yaque del Norte, Arroyo grande

Están colgadas en una o ambos márgenes, a una altura de 20 a 30 m por encima del cauce actual, indicando un encajonamiento importante desde el Pleistoceno.

Se trata de pequeñas superficies llanas, con depósitos de gravas, arenas y arcillas subordinadas, que sobresalen del cauce actual. Las gravas representan un muestreo de las rocas ígneas de la Cordillera central.

2.2.1.2. Glaciares antiguos (21): Arenas con cantos y arcillas; Pleistoceno (Q1-3)

El glaciar antiguo más espectacular se encuentra en el Valle del Tetero, al SO de la Hoja.

Corresponde al valle de río Yaque del Sur y a su afluente el Arroyo Camarones. La llanura, constituida por arenas, cantos de basaltos (Pelona-Pico Duarte), brechas y lavas andesíticas (Fm Constanza), tonalitas foliadas (El Río) y arcillas, está cubierta por una pradera aprovechada para la ganadería (Foto 54).



Foto 54: Glacis antiguo, Valle del Tetero, Borde Hoja Gajo del Monte (52MJ9057_1); Lat: 19,99346 ; Long: -70,928903)

2.2.2. Holoceno

Los depósitos del Holoceno corresponden a las siguientes facies:

- Terrazas bajas o llanuras de inundación,
- Coluviones,
- Abanicos aluviales
- Fondos de valle

2.2.2.1. Terrazas bajas o llanuras de inundación (22): Gravas y arenas; Cuaternario (Q4)

En esta zona montañosa, la mayoría de los depósitos colgados, que sobresalen, desde varios metros hasta 20 m por encima del cauce actual, son de extensión muy reducida para ser cartografiados a escala 1/50.000. Debido al fuerte encajonamiento, estos depósitos están erosionados por las fuertes crecidas de los ríos en periodo ciclónico.

Las principales terrazas bajas o llanuras de inundación, constituidas por gravas y arenas, con arcillas subordinadas, están localizadas en la parte alta de los ríos principales: Yaque del Norte y sus afluentes directos o indirectos: ríos Jagua, Los Guanos, Guanajuma y arroyo Grande

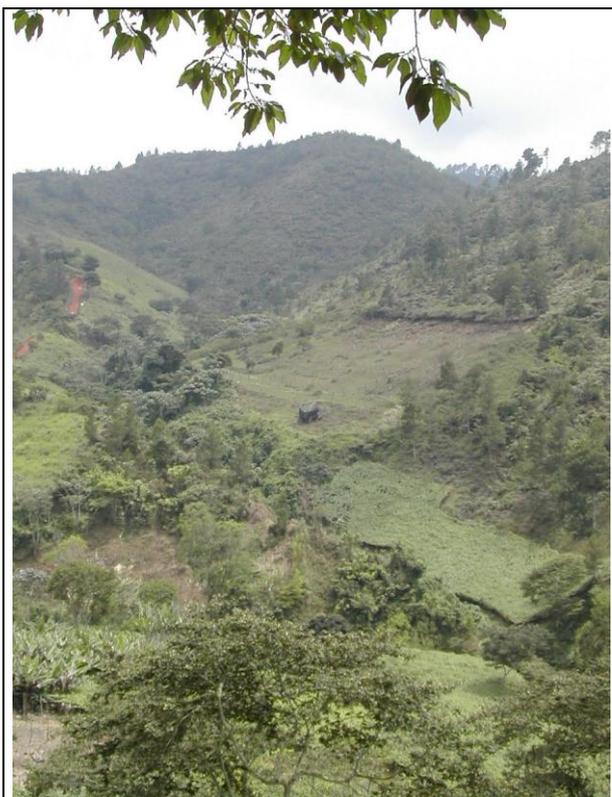


Foto 55: Pequeñas terrazas cultivadas, arcillas rojas y tonalitas del Batolito de El Río; Arroyo Grande (41MJ9135_1); Lat: 19,044262; Long: -70,785333)

2.2.2.2. Coluviones (23). Brechas, arenas con cantos y arcillas; Cuaternario (Q4)

Los coluviones de piedemonte son muy frecuentes en relación con los relieves muy fuertes de esta Hoja. Subrayan la traza de las zonas de fallas regionales NNO-SSE y el sistema de fallas secundarias SO-NE, macadas por el encajonamiento de la red hidrográfica.

En el mapa topográfico, las curvas de niveles subrayan los depósitos de coluviones con formas triangulares características, aprovechadas para la cartografía de dichos depósitos en las zonas montañosas inaccesibles.

Al NO de la Hoja, en la zona de Jamamucito-Las lagunas, se encuentran los coluviones más espectaculares. Dibujan un arco de círculo, relacionado con la virgación de la zona de cizalla Manacla-Diferencia-Mata Grande (NO-SE) y Las lagunas-Franco Bidó (SO-NE). Los basaltos del C. Duarte y la traza de la falla, están tapados por los productos de desmantelamiento de la Fm Restauración formando los relieves al Sur de la Falla.

Al SO de la Hoja, la banda NO-SE de tonalitas foliadas de la Compartición, presenta en ambos lados coluviones de los basaltos Pelona-Pico Duarte que constituyen los relieves de la zona.

Los coluviones son depósitos poco consolidados, sin estratificación, con brechas, arenas y cantos angulosos y algo de matriz arcillosa.

2.2.2.3. Abanicos aluviales (24). Bloques, gravas, arenas y arcillas; Cuaternario (Q4)

Los dos principales abanicos aluviales (1,5-2,5 km²) corresponden a las llanuras del Río Yaque del Norte, en las localidades de Manabao y La Ciénaga. Están relacionados con el rejuego de la zona de cizalla regional EO de La Guácara-Bonao y del sistema de falla secundaria SO-NE y NO-SE.

La estrechura del valle del río Yaque del Norte al Este de Manabao y de La Ciénaga (Foto 56; Foto 57) ha favorecido la obstrucción momentánea del valle a favor del rejuego de las fallas y la formación de los abanicos aluviales.

Al NE de la Hoja, un tercer abanico (1 km²) se ha desarrollado, en el río Guanajuma, a nivel de los Montazos. Está relacionado con el rejuego del sistema de falla SSO-NNE y SO-NE.

Los depósitos de los abanicos aluviales están constituidos por bloques enormes de tonalitas y basaltos, gravas, arenas y arcillas.



Foto 56: Abanico aluvial de La Ciénaga con cultivos de Tayotas en las laderas. La Ciénaga Río Yaque del Norte (41MJ9385_1); Lat: 19,065392; Long: -70,844147



Foto 57: Abanico aluvial de La Ciénaga, Valle del Yaque del Norte; Pico Duarte al fondo (41MJ9006_1); Lat: 19,076025; Long: -70,853404

2.2.2.4. Fondos de valle (25). Gravas, arenas y arcillas; Cuaternario (Q4)

Los depósitos de fondos de valle no son muy abundantes en esta zona montañosa.

Los más importantes están ligados a las cuencas de los ríos principales: río Yaque del Norte y sus principales afluentes directos o indirectos, arroyos Arrayján, Frío, Grande, río Los Guanos, Guanajuma, Jagua y Los Negros. En la esquina SO la Hoja, el río Yaque del Sur está todavía poco desarrollado.

A lo largo del cauce de estos ríos existen depósitos de forma intermitente según tramos. En el área de cabecera, en uno o varios kilómetros, existen predominio de bloques, hasta de varios m³ (Foto 58; Foto 60) y cantos decimétricos. Aguas abajo, todavía en el curso alto de los ríos, alternan los tramos de afloramientos rocosos y con rellenos de gravas y cantos (Foto 59), que paulatinamente van siendo más arenosos.



Foto 58: Bloques de tonalitas, gabros del batolito de El Río en de Los Guanos, confluencia Arroyo Prieto-Arroyo La Cienaguita. Zona de Falla de La Guácara-Bonao., Oeste La Ciénaga (41MJ9482_3); Lat: 19,079039; Long: -70,903148



Foto 59: Río Yaque del Norte Ctra. Manabao-La Ciénaga (41MJ9000_1; Lat: 19,073282;; Long:-70,825301)



Foto 60: Bloques de tonalitas, gabros del batolito de El Río en

el río de Los Guanos, confluencia Arroyo Prieto-Arroyo La Cienaguita. Zona de Falla de La Guácara-Bonao., Oeste La Ciénaga (41MJ9482_3); Lat: 19,079039; Long: -70,903148

3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA

3.1. Petrología

3.1.1. Las rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Manabao

Las rocas intrusivas y filonianas ocupan aproximadamente el 60% de la Hoja de Manabao. De Norte a Sur, tres batolitos sintectónicos, predominantemente tonalíticos, El Bao, Jumunucu y El Río, intruyen y metamorfizan dinamo-térmicamente las rocas volcánicas del C. Duarte y la serie volcanosedimentaria del Grupo Tireo.

Bandas de anfibolitas foliadas en los bordes del Batolito de Jumunucu y *roof pendants* incluyen o se relacionan con cuerpos elongados de basaltos o de metacumulados ultramáficos.

Algunos lentejones de peridotitas serpentinizadas subrayan fallas regionales.

Muchos pequeños cuerpos intrusivos, foliados o no (cumulados, gabros-dioritas, tonalitas leucotonalitas, leucogranitos aplíticos) y filones (máficos o ácidos), relacionados con los batolitos, intruyen el C. Duarte y El Grupo Tireo.

Los Batolitos de El Bao, de Jumunucu y de El Río pertenecen al cinturón de rocas plutónicas de edad Cretácica presentes a lo largo de toda la Cordillera Central Dominicana (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. Asociadamente, aparecen también pequeños cuerpos de diferenciados más ácidos, representados por leucotonalitas, trondjhemitas 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 Palmer (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.

En la cartografía de la Hoja de Manabao se han distinguido las siguientes unidades:

Rocas ultrabásicas:

- Peridotitas serpentinizadas,

Batolito de Jumunuco:

- Gabros cumulados y hornblenditas,
- Gabro-Dioritas,
- Tonalitas,
- Tonalitas foliadas,
- Leucotonalitas variablemente foliadas,
- Leucotonalitas y leucogranitos de grano fino foliados,
- Anfibolitas blastomiloníticas,

Batolito de El Río:

- Tonalitas hornbléndicas, variablemente biotíticas, de grano medio-grueso
- Tonalitas foliadas,

Batolito de El Bao:

- Tonalitas hornbléndicas, variablemente biotíticas, de grano medio-grueso
- Sills y diques doleríticos,
- Diques aplíticos,
- Diques de cuarzo,

3.1.1.1. Las rocas ultrabásicas

3.1.1.1.1. Peridotitas serpentinizadas (1).

Dos afloramientos de peridotitas serpentinizadas han sido cartografiados en el centro de la Hoja. Se trata de lentejones de rocas ultrabásicas, de potencia decamétrica y extensión hectométrica, inyectadas en las fallas de dirección NNO-SSE.

Al Este de la Hoja, en la cantera de Pino del Rayo (Arroyo Dajao), un pequeño cuerpo de serpentinitas subraya la traza de la falla regional de La Guácara-Bonao. Se trata del contacto mecánico entre los batolitos de Jumunuco y del río, con pequeños tramos de andesitas blastomilonitizadas de la Fm Restauración (Foto 61) y de basaltos Pelona-Pico Duarte.

La deformación ha sido tan intensa que se reconoce difícilmente el protolito peridotítico. Los esquistos, de color verdoso y violáceo, con tacto típico de las serpentinas, presentan un magnetismo muy fuerte y trazas de cobre (sulfuros y carbonatos).

A la Loma del Alto de Canela (camino a pie Las Lagunas-Loma del Mortero), las serpentinas están inyectadas en una falla NO-SE que corta las brechas andesíticas de la Fm Restauración (Tireo). Están asociadas a dos pequeños cuerpos porfídicos ácidos, que muy probablemente utilizaron la misma zona de debilidad para intruir las brechas andesíticas.



Foto 61: Zona de Falla de La Guácara-Bonao: contacto entre los batolitos de Jumunucu y de El Río. Blastomilonitas (Andesita Tireo ?) asociadas a las serpentinitas esquistosadas, separando las tonalitas foliadas del Batolito de Jumunucu al Norte de los Basaltos Pelona-Pico Duarte y tonalitas de El Río al Sur (Cantera de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_2); Lat: 19,07426; Long: -70,768268

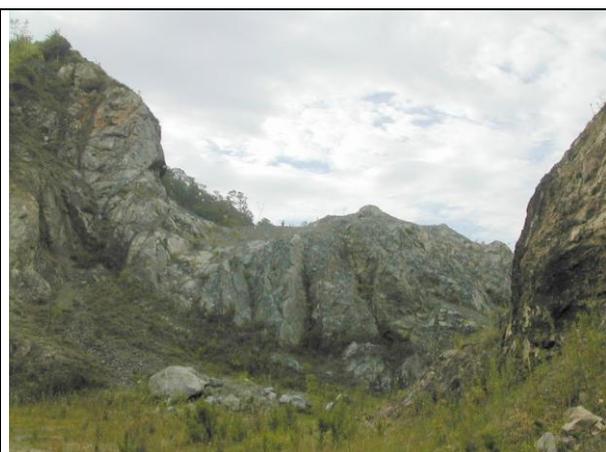


Foto 62: Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Contacto mecánico Sur entre las Tonalitas grano grueso del Batolito de El Río y los Basaltos Pelona-Pico Duarte de la foto ; (borde Sur de la cantera de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_1); Lat: 19,07426; Long: -70,768268



Foto 63: Peridotita de la Loma El Alto de Canela (2173m), camino Las Lagunas- Loma del Mortero (NO de La Ciénaga) (41MJ9515_3); Lat: 19,095945; Long: -70,938554

Los bloques de peridotitas menos cizallados, de color negro, con patina marrón-beige debido a la meteorización, presentan un aspecto masivo y son muy magnéticos (Foto 63). Están moldeados por una trama de serpentina, de color gris verde-azul característica.

Las serpentinitas masivas, compuestas por harzburgita y dunita completamente transformada (protolito), forman bloques con las texturas mantélicas preservadas, rodeados por serpentinitas cizalladas o 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.

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.

3.1.1.2. Batolito de Jumunucu

El Batolito de Jumunucu aflora en la mitad NE de la Hoja de Manabao (125 km²), separado del Batolito de El Bao (0,5 km² al borde Norte de la Hoja) por la zona de cizalla de Las Lagunas-Franco Bidó. Hacia el Este y el NE, se desarrolla, en las hojas de Jarabacoa, 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 basamento en la Cordillera Central. Hacia el Este probablemente conecta, bajo la Cuenca de Jarabacoa, con el batolito de Bella Vista. Las rocas plutónicas del Batolito de Jumunucu han intruido y metamorfozado dinamo térmicamente a las rocas volcánicas del C. Duarte y del Grupo Tireo, a las que engloban en forma de enclaves. Encima de las rocas tonalíticas del batolito, aparecen *roof pendants* y mega-enclaves del C. Duarte y de la Fm Restauración del Grupo Tireo, las cuales resultan variablemente deformadas y corneanizadas. Los estudios previos en el Batolito de Jumunucu fueron realizados por Palmer (1963) y Lewis et al. (1991). En el Proyecto ARCO se han obtenido edades U-Pb en zircones en los gabros hornbléndicos del Batolito de Jumunucu de 89,63±0,17 Ma. En el marco del Proyecto SYSMIN, en la Hoja vecina de Jarabacoa, el cuarzo-gabro hornbléndico del Batolito de Jumunucu ha proporcionado una edad de 89,63±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±1,05 Ma.

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) acumulados ultramáficos y hornblenditas; (2)

gabros y dioritas foliadas; (3) tonalitas con hornblenda de grano medio-grosso, variablemente foliadas; y (4) Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso a muy grueso. Sin entidad cartográfica localmente aparecen diques y cuerpos de leucotonalitas biotíticas, aplitas y diques máficos de sin- a post-magmáticos. Las Fig. 19, Fig. 20, Fig. 21 muestran una selección de microtexturas.

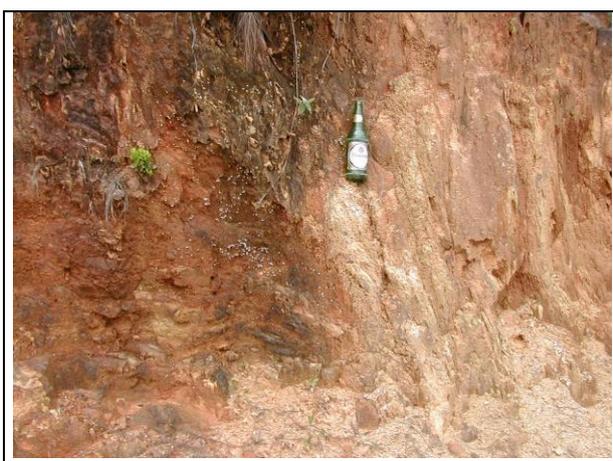
3.1.1.2.1. Cumulados ultrabásicos y hornblenditas (2)

Los afloramientos de rocas ultrabásicas del Batolito de Jumunucu poseen una extensión de unos 8 km² en la hoja de Manabao, e están invariablemente asociados a los gabros y dioritas. La banda principal de 1-1,5 km de ancho y 5 km de largo, de dirección NO-SE, situada en el sector centro-meridional del macizo, sigue hacia el Este en la Hoja de Jarabacoa. Estos extensos afloramientos constituyen un macizo masivo que resiste a la erosión, dando lugar a alineación montañosa (Loma Arroyo Bonito, Loma Limpia Nariz, Loma Adentro).

Los numerosos lentejones o pequeños cuerpos están alargados en la zonas de cizalla de dirección SO-NE o NO-SE.

Estas rocas son muy magnéticas y los afloramientos de un cierto tamaño se detectan muy bien en el mapa aeromagnético del campo total reducido al polo (Fig. 10).

Se observan también en enclaves de tamaño métricas a pluridecamétricas no cartografiables en las dioritas y tonalitas.

	
<p>Foto 64: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_1); Lat: 19,10964; Long: -70,767359</p>	<p>Foto 65: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_2); Lat: 19,10964; Long: -70,767359</p>

	
<p>Foto 66: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_3); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)</p>	<p>Foto 67: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_4); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)</p>

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, Lat: 19,134517; Long: -70,940292 en la hoja de Manabao) y hornblenditas (6073IIJE9261B, 6073IIJE9199 y 6073IIJE9116 en la hoja de Jarabacoa) (Fig. 13), con subordinadas websteritas con olivino, apareciendo en todos ellos la espinela como accesorio y la plagioclasa siempre como mineral intersticial.

A - Wehrlitas con olivino

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.

B – Hornblenditas

Las hornblenditas (Fig. 14) están compuesta 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 pleocroica 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.

3.1.1.2.2. Gabros y dioritas foliados (3)

Los Gabros y dioritas foliados afloran principalmente al Sur del Batolito de Jumunucu, ocupando en la hoja de Manabao una superficie de aproximadamente 18 km². Están casi siempre espacialmente relacionadas con las rocas ultrabásicas.

Los afloramientos más extensos constituyen un macizo de 16 km² al Sur de la banda de cumulados ultramáficos, con los relieves del Alto de La Bandera, la Loma La palmita y el Sur de la Loma del Carlito. Este macizo, deformado y foliado según la dirección regional NO-SE, está bordeado, al Norte y al Sur, por bandas de tonalitas blastomiloníticas y atravesado en

su centro por una banda de anfibolitas y cumulado que constituyen la arista del Alto Serapio. Las leucotonalitas de grano grueso a muy grueso que intruyen el centro del macizo de gabros-dioritas aparecen mucho menos deformadas.

La zona de deformación dúctil del borde NO del Batolito de Jumunucu incluye bandas de Gabros-dioritas y pequeños cuerpos alargados con dirección SO-NE.

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 cobertera vegetal. Los tipos petrográficos más abundantes son gabros hornbléndicos de grano grueso foliados (6073IIIMJ9322), cuarzogabros y cuarzodioritas con hornblenda (6073IIJE9262 y 6073IIJE9201) (Fig. 14). 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 del macizo de del Alto de la Bandera, el contacto entre el complejo gabroico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil de dirección general NO-SE y ángulos de buzamiento medios y bajos al Norte. En estas bandas de cizalla, donde las rocas gabroicas se transforman en

milonitas máficas de grano fino o anfibolitas, 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.



Foto 68: Contacto entre dioritas de grano medio (gris oscuro) y tonalitas común de grano medio del Batolito de Jumunucu (claro); pequeños diques de aplitas, (Ctra. Janey-Loma Prieta, Arroyo Naranjo. NE de la Hoja de Manabao) (41MJ9937_1); Lat: 19,16158; Long: -70,78188

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 pleocroica verde pálido en el núcleo, a verde marrón hacia los bordes, de subidio- a idiomorfa, y con zonado visible sólo hacia los bordes. Los prismas de hornblenda definen 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.

3.1.1.2.3. Cuarzo-gabros hornbléndicos de grano grueso (3a)

En este apartado se incluyen pequeños cuerpos intrusivos plutónicos o sub-volcánicos gabroícos, de tonos gris verdosos, de grano grueso, e isótropos. Intruyen las brechas andesíticas de la Fm Restauración en el Valle de Yaque del Norte (Paso de la Perra, Joya

de Ramón) y Loma El Alto de Canela, en zona de falla de La Guácara-Bonao o del Alto de Canela donde están asociados a serpentinitas.

A escala de muestra de mano presentan hasta un 45% de prismas verde-oscuros de hornblenda y un 5-10% de granos milimétricos de opacos (<1mm). Frecuentemente están fracturados y afectados por el desarrollo de venas de relleno zonado, con epidota, clorita, calcita y magnetita responsable del fuerte magnetismo de la roca.

Al microscopio, constituyen gabros y cuarzo-gabros hornbléndicos, de grano generalmente grueso, con una composición modal compuesta por 50-55% de plagioclasa, 35-45% de hornblenda, un 10-15% de cuarzo, y 5-8% de opacos. Presentan una textura granuda, inequigranular, e isótropa, en ocasiones cataclástica. La plagioclasa forma prismas tabulares entrecruzados, de idio- a subidiomorfos, con zonado oscilatorio hacia bordes de albita, habiendo desarrollado contactos rectos frente a la hornblenda, a la que engloba poiquilíticamente junto a la magnetita-ilmenita. El anfíbol es una hornblenda verde-marrón, de subidio- a idiomorfa, que se aloja en el entramado de prismas entrecruzados de plagioclasa. El cuarzo forma granos limpios intersticiales entre la plagioclasa, así como parches irregulares resultado de reemplazamientos post-magmáticos. Los óxidos de Fe-Ti son granos idiomorfos dispersos de ilmenita-magnetita, a menudo esqueléticos (<1 mm). Se superpone una alteración estática hidrotermal, de tardi- a post-magmática, que da lugar a la formación de agregados de epidota, albita, sericita, pumpellita, clorita y opacos, frecuentemente pseudomórficos. En los gabros cataclásticos tiene lugar la formación de matriz tectónica y la apertura de grietas y microfracturas, por donde progresa la alteración y se forman rellenos de minerales similares a los de la alteración, por lo que parte de la alteración es contemporánea a la deformación cataclástica.

3.1.1.2.4. Tonalitas con hornblenda variablemente foliadas (4)

Las tonalitas con hornblenda de grano medio a grueso, variablemente foliadas constituyen la facies común de los batolitos de Jumunucu y de El Bao.

Los afloramientos están en general afectados por una fuerte meteorización con saprolitización y localmente cubiertos por una capa de arcillas rojas.

El contacto entre la unidad tonalítica y el complejo gabroico-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 gabroica-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 gabroíco-diorítica y que establecen claramente una edad más reciente para la serie tonalítica.

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 (Fig. 15). Son relativamente frecuentes los enclaves elongados o bolsadas más oscuras ricas en hornblenda y plagioclasas de menor tamaño, producto de la recrystalización y asimilación de enclaves gabroíco-dioríticos. La hornblenda verde-marrón forma prismas subidiomorfos, pleocroicos, zonados, con inclusiones de plagioclasa, cuarzo y opacos, y la plagioclasa prismas zonados oscilatoriamente. El cuarzo forma grandes cristales, que a menudo han recrystalizado dinámicamente a agregados policristalinos de pequeño tamaño o subgranos, con extinción ondulante, así como agregados de granos intersticiales.

3.1.1.2.5. Tonalitas muy foliadas (4a)

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

Cartográficamente se individualizó las bandas de tonalitas muy foliadas, de las zonas de cizallas que moldean el Batolito de Jumunucu al Norte con dirección SO-NE y al Sur con dirección NO-SE.

Estas bandas continuas, blastomiloníticas de tonalitas foliadas, de 0,5 a 1,5 km de anchura, asociadas localmente a anfibolitas, gabros acumulados o leucotonalitas

Petrográficamente, se trata de facies de tonalitas 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 contienen hornblenda verde oscura (15-25%), que forma prismas milimétricos a menudo dispuestos definiendo una lineación mineral subhorizontal. De forma rara aparece biotita. Texturalmente son rocas granudas, holocristalinas, faneríticas, anisótropas e inequigranulares. En los tipos más deformados en estado sólido la textura es de protomilonítica a milonítica. Los minerales principales son hornblenda, plagioclasa y cuarzo; y los accesorios opacos, apatito, circón, magnetita, esfena e ilmenita. Las tonalitas o están desprovistas de feldespatos-K, o aparece como accesorio.

Al microscopio (Fig. 15), el anfíbol verde-marrón pleocroico es hornblenda subidiotaxial a alotriomorfa, zonada concéntricamente y con inclusiones de plagioclasa e ilmenita, y algún

relicto de clinopiroxeno. La plagioclasa forma prismas de subidio a alotriomorfos de 1-2 milímetros de longitud, de complejo zonado oscilatorio. En las tonalitas más deformadas, tanto la hornblenda como la plagioclasa forman porfiroclastos rodeados por una foliación subsólidos, definida por agregados de pequeños granos de cuarzo y “*ribbons*” policristalinos. En sombras de presión hay neoformación de epidota, clorita, esfena y opacos, observándose en ocasiones el anfíbol recrystalizado dinámicamente. El cuarzo ha recrystalizado de forma extensa a un agregado elipsoidal de pequeños granos, rodeados por la foliación. La deformación es dúctil, no-coaxial y relativa a un cizallamiento en condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas de baja-T y los esquistos verdes. Los porfiroclastos presentan sombras de presión asimétricas, que permiten establecer frecuentemente un sentido de cizallamiento transcurrente senestro. La alteración deutérica es común en las tonalitas, consistiendo en la cloritización de la biotita, con formación adicional de epidota y leucoxeno, la sericitización frecuentemente zonal de los núcleos de la plagioclasa y la formación de parches de calcita.



Foto 69: Tonalitas foliadas y cataclazadas; Zona de Falla La Guácara-Bonao Río Yaque del Norte, Mata de Limón (41MJ9364_5); Lat: 19,0722283; Long: -70,813758



Foto 70: Tonalitas foliadas y cataclazadas; Zona de Falla La Guácara-Bonao Río Yaque del Norte, Mata de Limón (41MJ9364_4); Lat: 19,0722283; Long: -70,813758

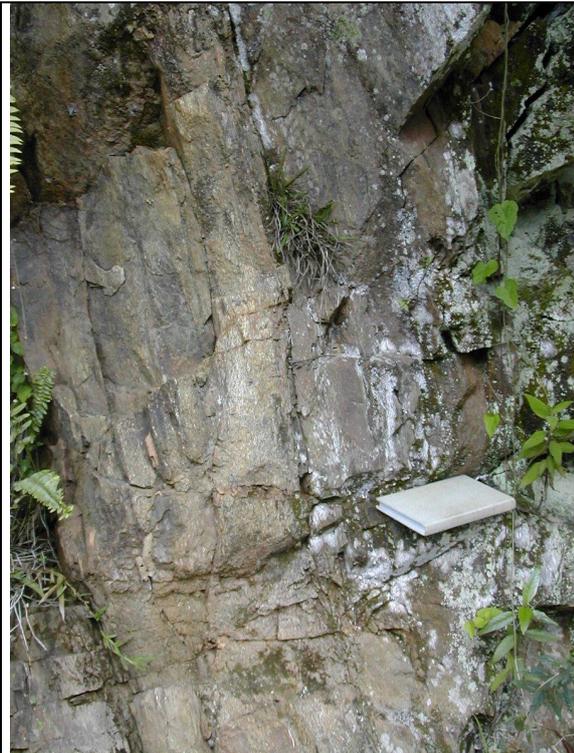


Foto 71: Tonalitas muy foliadas blastomiloníticas en los basaltos esquistoizados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9163_4); Lat: 19,152801; Long: -70,88868

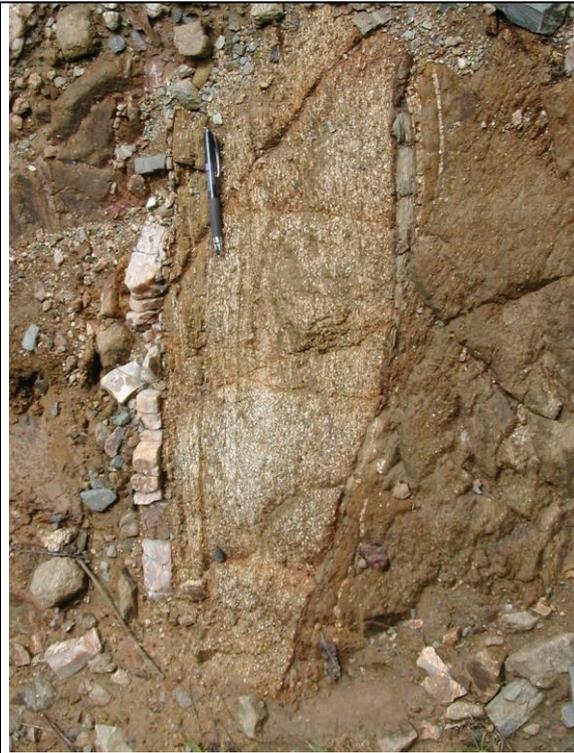


Foto 72: Tonalitas muy foliadas en los basaltos esquistoizados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9163_2); Lat: 19,152801; Long: -70,88868



Foto 73: Tonalitas muy foliadas inyectada en los basaltos esquistoizados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9167_1); Lat: 19,152801; Long: -70,88868

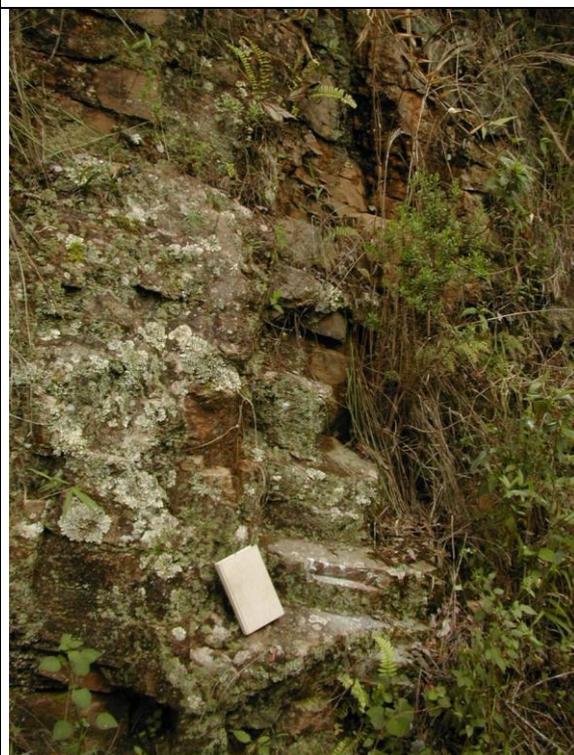


Foto 74: Aspecto tableado de una inyección de tonalitas, muy foliadas, en los basaltos del C. Duarte situados entre los Batolitos de El Bao y de Jumunucu. Ctra. de Las Lagunas (41MJ9144_2); Lat: 19,159651; Long: -70,920519

3.1.1.2.6. Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita de grano grueso a muy grueso (5)

Cartográficamente se individualizó una unidad de leucotonalitas con hornblenda y/o biotita, caracterizada por un grano grueso a muy grueso, que ocupa los sectores de techo del Batolito de Jumunucu, en la parte central del macizo (30 km²) al NE de la Hoja.

Estos sectores apicales del Higo y del Tetero al Sur del Batolito, o de Arroyo Bonito-Jumunucu al Norte de los cumulos ultramáficos, aparecen en depresión topográfica, ligada a una arenización muy fuerte de esta facies de grano grueso a muy grueso. Esta característica está aprovechada por su explotación como arena de construcción.

Las tonalitas se caracterizan por presentar granos de cuarzo ovoides de tamaños milimétricos, hasta 1,5 cm, 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 prehnita como secundarios (6073IIIMJ9121: Lat: 19,107511; Long: -70,768401 y 6073IIIMJ9133: Lat: 19,155519; Long: -70,751648). El anfíbol verde pleocroico es una hornblenda subidiomorfa, que incluye granos redondeados de plagioclasa, cuarzo, ilmenita y opacos, presentando en zonas un carácter poiquilítico. La plagioclasa forma prismas subido 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.

3.1.1.2.7. Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita de grano fino (5a)

Las facies más diferenciadas, relacionadas con los batolitos, forman pequeños macizos, sills y diques de leucotonalitas y leucogranitos con biotita. Se caracterizan por un grano fino.

Afloran al borde NE de la Hoja, en pequeños cuerpos (<1 km²) en medio de las leucotonalitas de grano grueso a muy grueso

Estas facies de grano fino, son aféricas, bastante masivas y con escasa biotita-moscovita como minerales ferromagnesianos (M<10%). Texturalmente son rocas granudas o microgranudas, holocristalinas, faneríticas, inequigranulares tendentes 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, zircón, esfena, ilmenita y opacos. En estas rocas, la biotita es roja pleocroica 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 albíticos entrecruzados, que exhiben un complejo zonado oscilatorio y cristales más pequeños junto al cuarzo. Presenta antipertitas en venas y parches. El cuarzo forma granos ovoides mono y policristalinos de contactos frecuentemente ondulados o suturados y aparece también como intersticial. El feldespato-K es una microclina pertítica 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.



Foto 75: Leucotonalitas de grano fino del Batolito de Jumunucu, con lineación subrayada por la hornblenda (41MJ9117_2); Lat: 19,115845; Long: -70,757457)



Foto 76: Leucotonalitas hornbléndicas de grano fino del Batolito de Jumunucu, ligeramente foliadas (41MJ9117_3); Lat: 19,115845; Long: -70,757457)

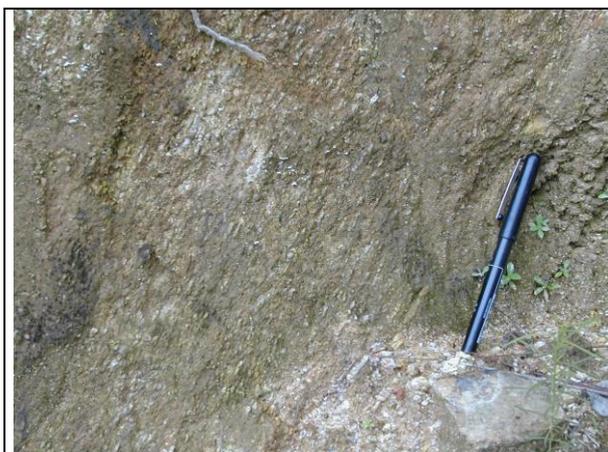


Foto 77: Leucotonalitas de grano fino foliadas cerca del contacto con los cumulos del Batolito de Jumunucu (Loma Adentro) (41MJ9118_1); Lat: 19,11175; Long: -70,764961)

3.1.1.2.8. Anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (6);

Dos bandas de anfibolitas de fábrica plano-linear blastomiloníticas han sido cartografiadas en la Hoja de Manabao.

La primera corresponde a la zona de cizalla regional Manacla-Diferencia-Mata-Grande, con dirección NO-SE, que experimenta una inflexión en el sector de las Lagunas (esquina NO de la Hoja), moldeando el borde NO del Batolito de Jumunucu, con una dirección SO-NE entre las Lagunas y Franco Bidó (en la Hoja de Jánico).

Los dos lentejones de anfibolitas de extensión kilométrica y de 0,3-0,5 km de potencia alternan con bandas foliadas de basaltos del C. Duarte (Foto 78) e intrusivos de cumulos, gabros-dioritas y leucotonalitas (Loma de los Ríos, Loma del Peñón, El Cerrazo).

El protolito principal corresponde a los basaltos del C. Duarte, intruidos por el batolito de Jumunucu. Las anfibolitas pasan progresivamente a los basaltos anfibolíticos y a los basaltos menos deformados al interior mismo de la zona de cizalla de 2 km de ancho.



Foto 78: Anfibolitas con protolito de basaltos del C. Duarte;
Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (ctra. Donaja-Los
Ríos Loma del Peñón) (41MJ9171_1); Lat: 19,147951; Long: -
70,887819

La segunda banda de anfibolitas, con dirección NO-SE, de 0,3 km de ancho, corresponde a la arista del Alto de Serapio, en la parte centro meridional del batolito de Jumunucu.

Las anfibolitas subrayan una zona de cizalla en los gabro-dioritas (protolito blastomilonitizado) y cumulos ultramáficos del borde Sur del Batolito de Jumunucu, donde se inyectaron las leucotonalitas de grano grueso a muy grueso del Higo-El Tetero.

Las anfibolitas son rocas de un color verde oliva característico, densas, de grano medio a fino, y penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp). En estas rocas la mineralogía y texturas del protolito han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo (Fig. 12). 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-plagioclásicos, 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 pleocroísmo de verde azul a verde incoloro. Son transformados a anfíboles más actinolíticos, epidota y mica blanca. La plagioclasa ha recristalizado formando subgranos de oligoclasa y albita. El cuarzo ha recristalizado dinámicamente formando localmente ribbons policristalinos, de pequeños cristales nuevos y contactos rectos, mediante mecanismos de migración de bordes de grano. Las anfíbolitas evidencian una deformación por cizalla dúctil en condiciones de la facies anfíbolita con epidota, sobre la que se superponen tanto una recristalización estática por procesos de restauración de tardi a post-S_p n, como incrementos de la deformación retrógrada con formación de asociaciones de la facies de los esquistos verdes de alta-T.

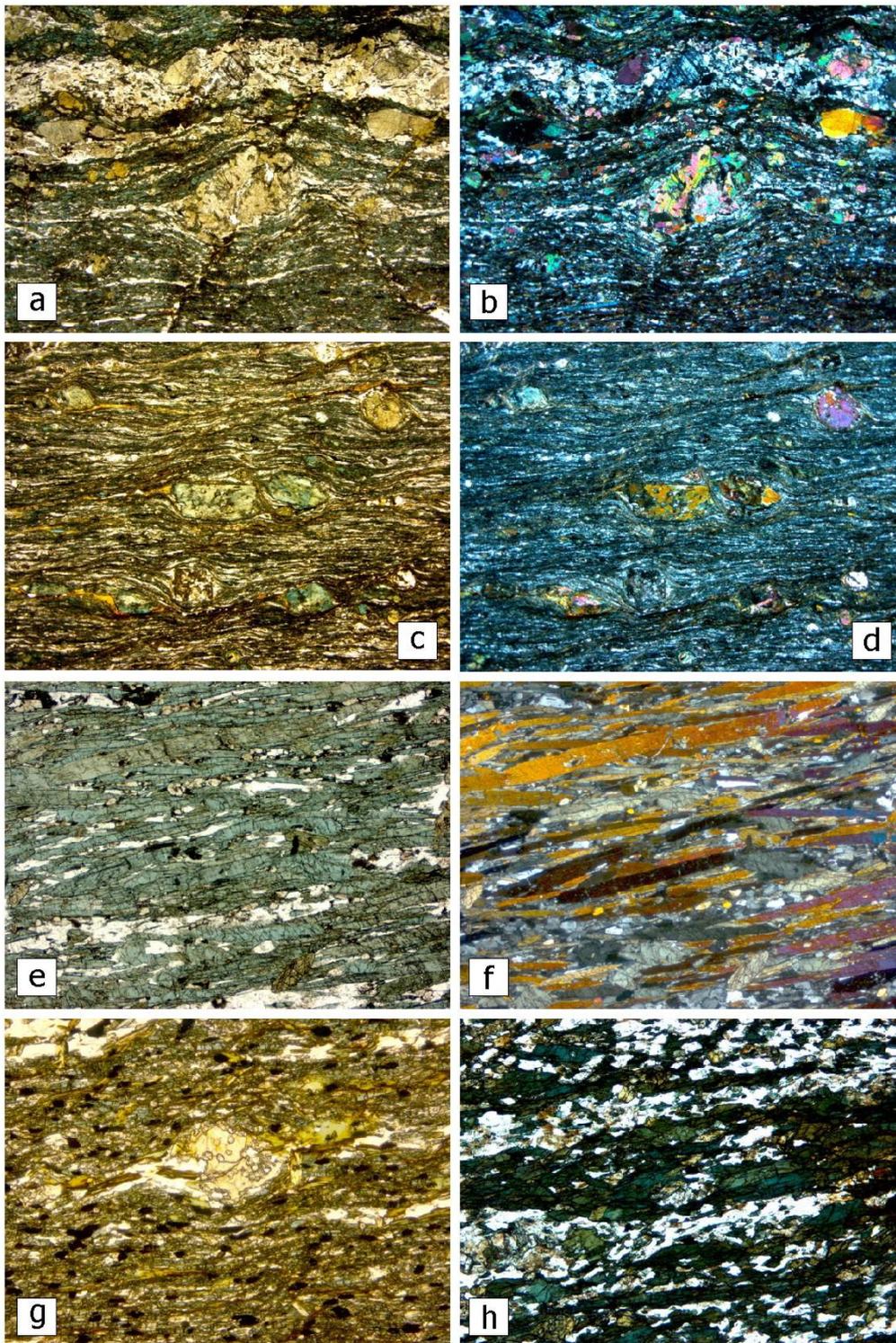


Fig. 12 (a) Anfibolitas blastomiloníticas con porfiroclastos de epidota, LN; (b) Id., LP; (c) Milonitas máficas con porfiroclastos de piroxeno pseudomorizados por epidota, LN; (d) Id., LP; (e) Anfibolitas con hornblenda elongada definiendo la lineación mineral, LN (f) Id., LP; (g) Detalle porfiroclasto de epidota, LN; y (h) Venas leucotonalíticas intruidas y cizalladas sin-cinemáticamente a la Sp en condiciones metamórficas de la facies de las anfibolitas, LN.

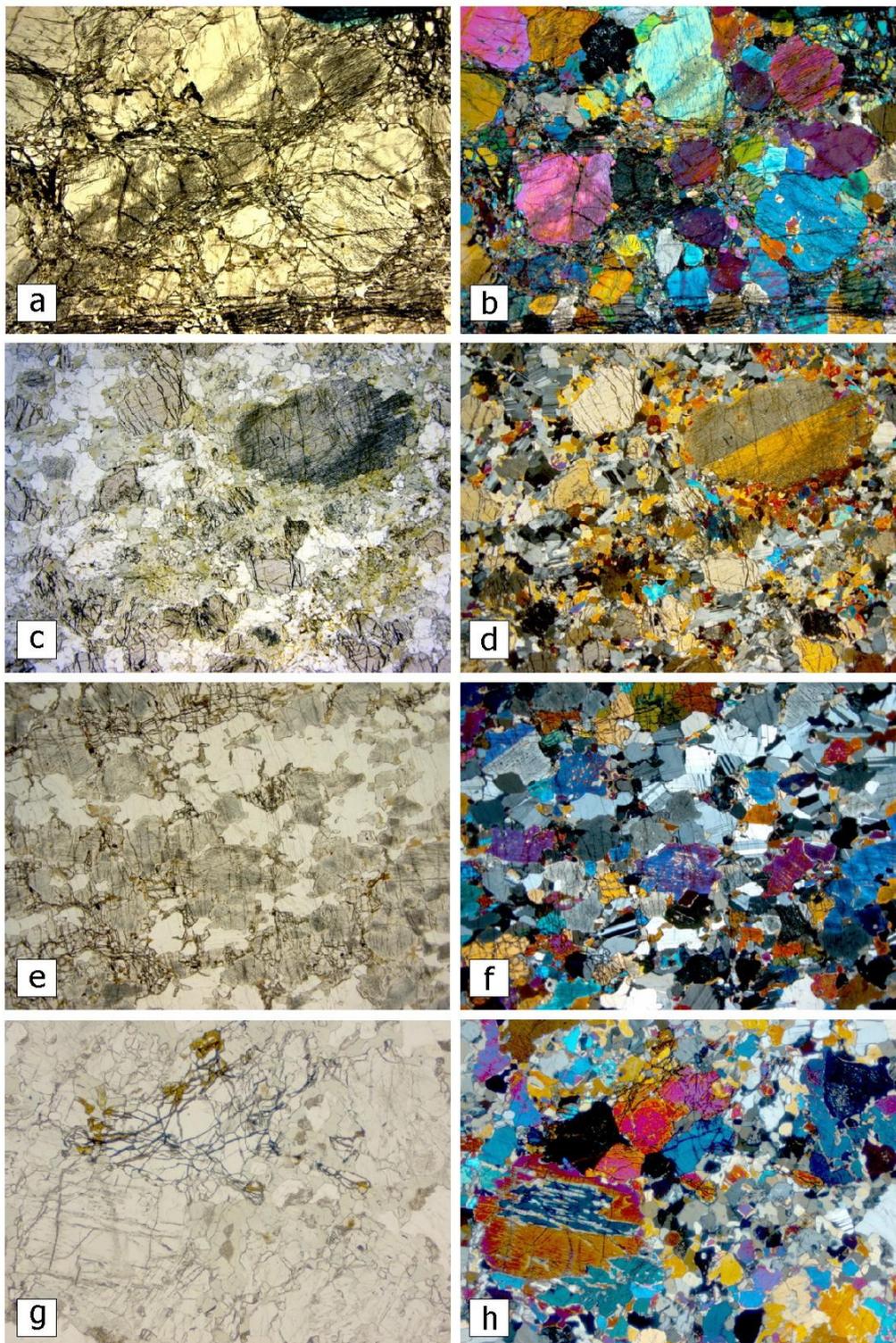


Fig. 13 (a) Websterita con olivino, facies de cumulado, LN; (b) Id., LP; (c) Gabronoritas, facies de cumulado deformadas a alta-T, LN; (d) Id., LP; (e) Gabronoritas bandeadas con olivino, facies de cumulado deformadas a alta-T, LN; (f) Id., LP; (g) Detalle del olivino reemplazado por orto y clinopiroxeno, y locales coronas de anfíbol verde pálido, en gabronoritas, LN; y (h) Id., LP.

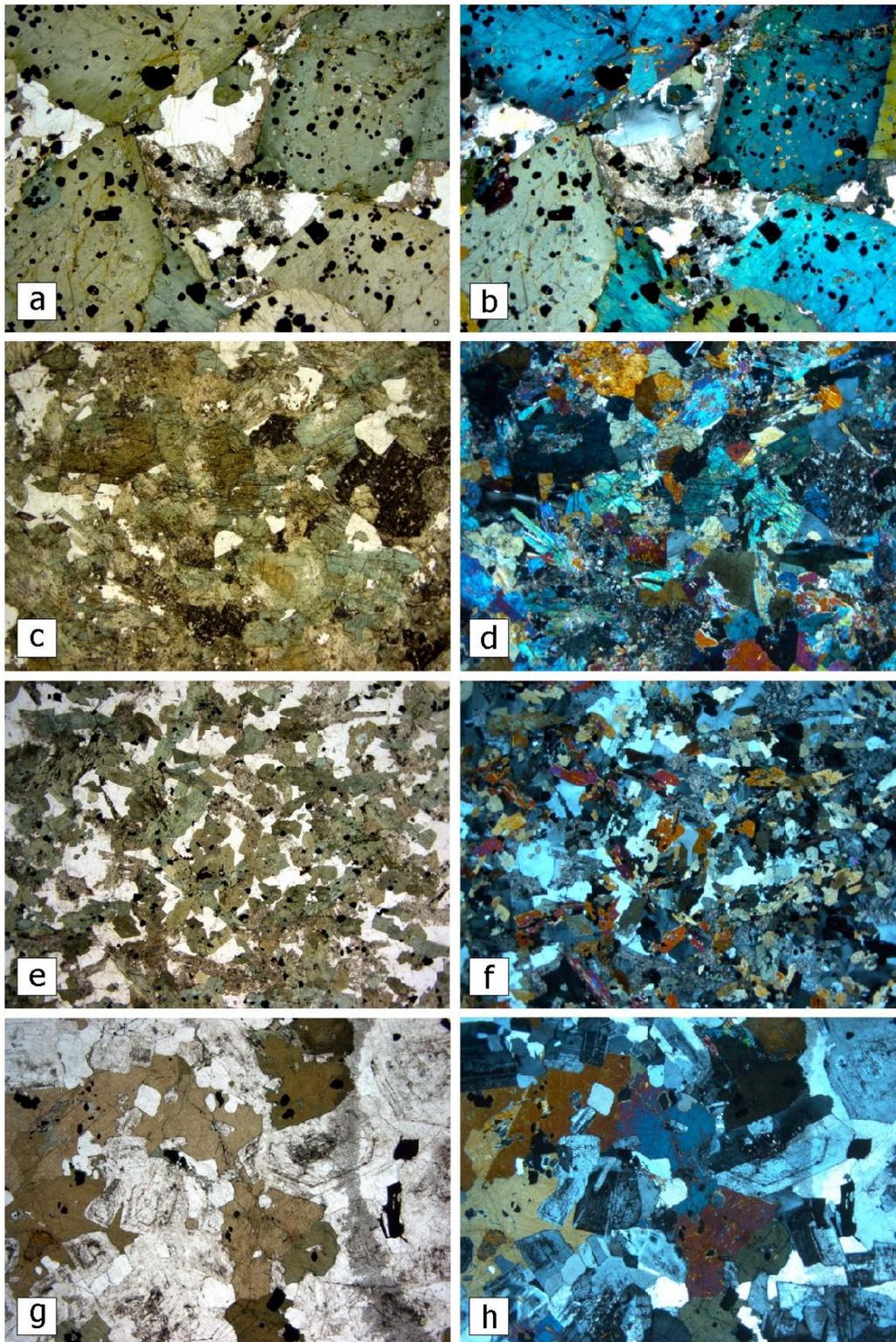


Fig. 14 (a) Hornblenditas formada por un cumulado de anfíbol cálcico zonado y plagioclasa intersticial muy rico en opacos, LN; (b) Id., LP; (c) Gabro de grano grueso intensamente anfibolitizado, LN; (d) Id., LP; (e) gabro hornbléndico de grano medio isótropo, LN (f) Id., LP; (g) Gabro a cuarzo-gabro hornbléndico de grano grueso con plagioclasas idiomorfas de zonado oscilatorio, LN; y (h) Id., LP.

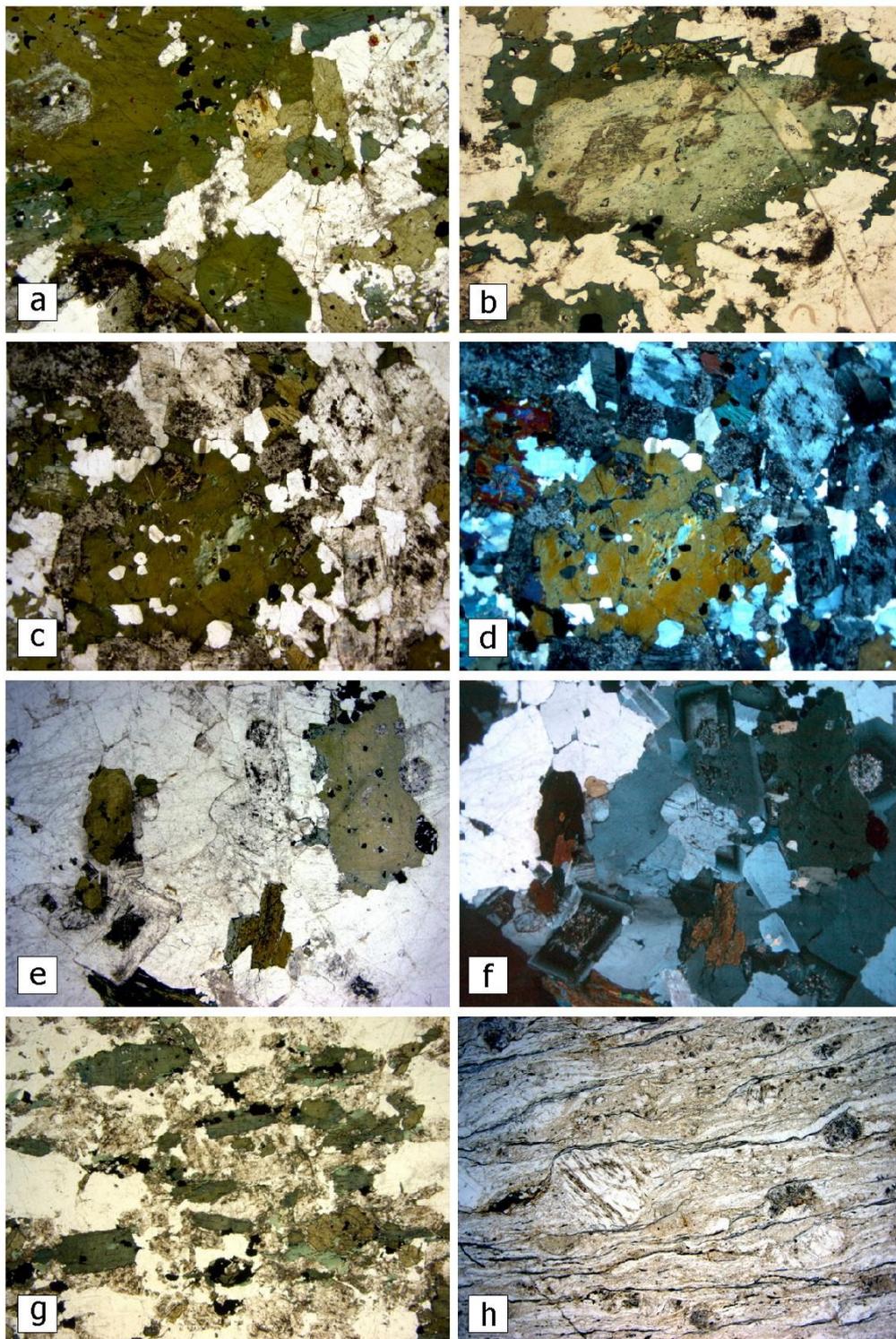


Fig. 15 Tonalitas con hornblenda de grano medio-grosso, con hornblenda de carácter poiquilítico, LN; (b) Relicto de clinopiroxeno reemplazado por anfíbol zonado a un borde verde pleocroico hornbléndico, LN; (c) Cuarzo-dioritas con hornblenda isotropas, con plagioclasas zonadas oscilatoriamente y hornblenda poiquilítica, LN; (d) Id., LP; (e) Tonalitas y leucotonalitas con hornblenda y biotita de grano grueso a muy grueso, con cuarzoes 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.

3.1.1.3. Batolito de El Bao

El Batolito de El Bao solo cubre una superficie de menos de 0,5 km² al borde norte de la Hoja de Manabao, a nivel de Donajá (Ctra. Las Placetas-Las Lagunas) (ver la descripción del Batolito de El Bao en la memoria de la Hoja de Jánico).

3.1.1.3.1. Tonalitas con hornblenda variablemente foliadas (4)

El pequeño apéndice Sur del Batolito de El Bao está constituido por tonalitas con hornblenda variablemente foliadas, correspondiendo a la facies común de los Batolito Bao y Jumunucu (ver la descripción detallada de la unidad (4) al párrafo 3.1.1.2.4).

3.1.1.4. Batolito de El Río

El Batolito de El 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 basamento de la Cordillera Central. Las rocas plutónicas del Batolito de El Río han intruido y metamorfozado 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 de El Río 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.

En el marco de este Proyecto SYSMIN, se ha obtenido una edad Plateau (Hbl): 91.9 ± 2.0 Ma, basada en análisis del calentamiento incremental ⁴⁰Ar/³⁹Ar en hornblendas de una tonalita del Batolito de El Río, en la Hoja de Manabao (ver párrafo 3.3.1.2).

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del Batolito de El Río y otras rocas ígneas asociadas pueden agruparse en cuatro unidades cartográficas: (1) Leucotonalitas con hornblenda y biotita de grano fino, como facies de borde y/o apical; (2) Tonalitas con

hornblenda, variablemente biotíticas, de grano medio-grueso, foliadas, como facies común; (3) Leucotonalitas con biotita y hornblenda, de grano grueso a muy grueso, variablemente foliadas; (4) Leucotonalitas y leucogranitos biotíticos, microgranitos y aplitas; y (5) Diques máficos sin- y post-magmáticos. La escasez y accesibilidad de afloramientos en algunos sectores del Batolito de El Río no ha permitido diferenciar cartográficamente en detalle otras subfacies petrográficas dentro de toda el área, quedando englobadas en las anteriores unidades. La Fig. 14 y Fig. 15 muestran una selección de microtexturas.

A partir de las relaciones de campo, ha sido posible establecer en el Batolito de El Río 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 subsólida 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 BR (Paso Bajito a Reserva 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 apliticas, que representan los magmas silíceos más diferenciados. Ambos tipos de diques intruyen durante los estadios magmáticos evolutivamente más tardíos Batolito de El 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 de El 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 de El Río 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 de El Río más tempranos, ya que localmente estos basaltos aparecen incluidos como enclaves y metamorizados por contacto. Sin embargo, diques máficos de geoquímica OIB similar a los Basaltos Pelona-Pico Duarte intruyen al Batolito de El Río 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

En la Hoja de Manabao se ha distinguido cartográficamente, las tres siguientes facies:

- Tonalitas hornbléndicas, variablemente biotíticas, de grano medio-grueso, foliadas (facies común)
- Tonalitas muy foliadas
- Leucotonalitas biotítico-hornbléndicas de grano grueso-muy grueso, variablemente foliadas

3.1.1.4.1. Tonalitas hornbléndicas, variablemente biotíticas, de grano medio a grueso, foliadas (facies común) (7)

La parte oeste del batolito de El Río aflorando en la Hoja de Manabao al Sur de la falla regional La Guácara-Bonao, está casi enteramente representada por la facies común de tonalitas hornbléndicas, variablemente biotíticas de grano medio grueso, más o menos foliadas.

Esta gran homogeneidad cartográfica del batolito en la Hoja de Manabao resulta en parte de la falta de accesos a esta zona muy montañosa y de la importancia de la meteorización que se traduce por una fuerte arenización y localmente desarrollo de una capa de arcillas rojizas. Además, la fuerte arenización (Foto 79) favorece el desarrollo de los coluviones que tapan una buena parte de los bordes de valles accesibles.



Foto 79: Tonalitas con biotita grano medio meteorizada y borde de terraza antigua de El Río Yaque del Norte, Ctra. Entrada al Parque Armando Bermúdez. La Ciénaga (41MJ9417_2); Lat: 19,067539; Long: -70,861777

En la imagen del aeromagnetismo reducido al Polo la parte sur del batolito, aparece mucho menos magnética que la parte norte situada cerca del contacto con la falla La Guácara-Bonao (Fig. 10). La intensidad de la anomalía es la misma que la de los cumulos ultrabásicos y gabros-dioritas del norte de la Hoja; la presencia de estas rocas en la parte profunda del batolito es muy probable. Lo que puede explicar también la abundancia de las enclaves gabroicas orientadas en las tonalitas aflorantes que corresponden de echo a la parte profunda del batolito (Foto 80; Foto 81; Foto 82; Foto 83; Foto 84; Foto 85; Foto 86; Foto 87; Foto 88; Foto 89).



Foto 80: Enclaves gabroicas orientadas en las Tonalitas foliadas del batolito de El Río. Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Río de Los Guanos. Oeste La Ciénaga (41MJ9481_2); Lat: 19,078423; Long: -70,900297



Foto 81: Enclaves gabroicas orientadas en las Tonalitas foliadas del batolito de El Río. Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Río de Los Guanos. Oeste La Ciénaga (41MJ9481_2); Lat: 19,078423; Long: -70,900297



Foto 82: Enclave de gabro de grano fino en tonalitas del Batolito de El Río. Arroyo Frío, Sur La Ciénaga (41MJ9386_1); Lat: 19,062662; Long: -70,83966



Foto 83: Enclave de gabro de grano fino en tonalitas del Batolito de El Río. Arroyo Frío, Sur La Ciénaga (41MJ9386_3); Lat: 19,062662; Long: -70,83966



Foto 84: Enclaves en las Tonalitas hornbléndicas foliadas del Batolito de El Río; Arroyo de Rubeciado, Los Dajaos; borde Este de la Hoja de Manabao (41MJ9139_1); Lat: 19,065052; Long: -70,751703)



Foto 85: Enclaves en las Tonalitas hornbléndicas foliadas del Batolito de El Río; Arroyo de Rubeciado, Los Dajaos; borde Este de la Hoja de Manabao (41MJ9139_2); Lat: 19,065052; Long: -70,751703)



Foto 86: Enclaves orientadas en las tonalitas foliadas del batolito de El Río: grano medio, con hornblenda y biotita subordinada. Vetillas de aplitas y fracturas cortando los enclaves. Arroyo Bonito, Sur Manabao (41MJ9492_1); Lat: 19,029944; Long: -70,796251



Foto 87: Enclaves orientadas en las tonalitas foliadas del batolito de El Río: grano medio, con hornblenda y biotita subordinada. Vetillas de aplitas y fracturas cortando los enclaves. Arroyo Bonito, Sur Manabao (41MJ9492_1); Lat: 19,029944; Long: -70,796251



Foto 88: Tonalitas inyectando gabros de grano medio a fino; batolito de El Río. Arroyo Arraiján; Sur La Ciénaga (41MJ9422_1); Lat: 19,052812; Long: -70,865689



Foto 89: Enclave de esquisto cloritosos en las tonalitas del batolito de El Río. Meteorización fuerte. Río Yaque del Norte La Ciénaga (41MJ9427_2); Lat: 19,06463; Long: -70,860939

La facies común (Foto 90) incluye 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 pleocroica 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, prenhita 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.

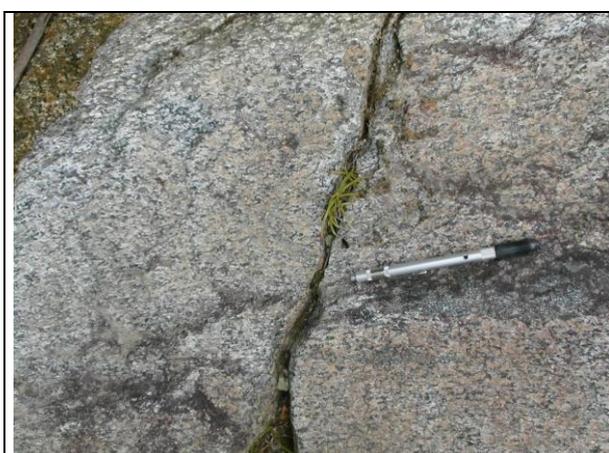


Foto 90: Tonalita grano medio a grueso con foliación magmática y lineación mineral (hornblenda) Batolito de El Río; confluencia Arroyo Pajarito-Arroyo Grande (41MJ9134_1); Lat: 19,033409; Long: -70,780738)

3.1.1.4.2. Tonalitas muy foliadas (7a)

La banda NO-SE de tonalitas muy foliadas de la Loma del Tambor (Hoja de Diferencia y de Jicomé), se divide en dos ramos moldeando la extremidad NO del Batolito de El Río (Oeste de la Hoja de Manabao), en parte cubierto, en este sector, por la Fm andesítica de Constanza (Tireo) y la Fm de los basaltos Pelona-Pico Duarte.

Al norte, el ramo de 1-1,5 km de anchura, limitado por la falla de La Guácara-Bonao es muy nítido en la imagen aeromagnética. La diseminación de magnetita hidrotermal en las tonalitas muy foliadas exacerba la anomalía magnética de esta zona de cizalla.

Al Sur del batolito, globalmente menos magnético que la parte norte, el ramo de 0,5-1 km de anchura, correspondiendo a las tonalitas muy foliadas de la Compartición, presenta una anomalía positiva discreta. Faltan probablemente aquí los gabros acumulados de la parte

inferior del batolito y las circulaciones hidrotermales con magnetita en relación con la falla de La Guácara-Bonao.

Este conjunto está litológicamente constituido por mayoritariamente leucotonalitas y tonalitas hornbléndicas, con facies cuarzo-dioríticas e híbridas tonalítico-gabroicas subordinadas. Las leucotonalitas foliadas son rocas granitoides, de grano medio a grueso, con abundante hornblenda como máfico y una bien desarrollada fábrica magmática planar, que pasa en corredores a ser subsólidas deformativa, desarrollando fábricas superpuestas protomiloníticas y miloníticas

Las leucotonalitas con hornblenda foliadas son texturalmente rocas holocristalinas, granudas, inequigranulares y foliadas, en las que la hornblenda tiene un carácter poiquilítico. Los componentes principales son plagioclasa, cuarzo y hornblenda; los accesorios clinopiroxeno, apatito, zircón, esfena, ilmenita, magnetita y opacos; y los secundarios epidota, clorita, sericita y albita. Al microscopio, las leucotonalitas con hornblenda están formadas por un agregado de plagioclasa y cuarzo dispuesto elongados paralelamente a la fábrica planar de la roca. La plagioclasa forma también prismas subidiomorfos orientados según la foliación magmática. El anfíbol verde pleocroico es una hornblenda, que forma grandes poiquiloblastos xenomorfos orientados paralelamente a la foliación, e incluye plagioclasas redondeadas, restos de clinopiroxeno, cuarzo e ilmenita. Está reemplazado en los bordes por clorita, epidota y zeolitas. El cuarzo forma agregados xenomorfos de carácter intersticial. En los tipos proto- y miloníticos, el agregado mineral ha recristalizado dinámicamente dando lugar a ribbons policristalinos de cuarzo y agregados elipsoidales de pequeños granos de plagioclasa, en los que la hornblenda aparece fracturada y estirada paralelamente a la lineación de estiramiento mesoscópica.

Los granitoides de las facies híbridas constituyen rocas gabroides y granitoides, de composición entre cuarzo-diorita y leucogabro con hornblenda, y texturas granudas inequigranulares y poiquilíticas. La roca está compuesta por un agregado de plagioclasa, cuarzo y anfíbol hornblenda, cuya abundancia modal varía incluso a la escala de lámina delgada. En estas facies híbridas, la roca cambia en muy poca distancia desde gabro hornbléndico a cuarzo-diorita hornbléndica. Al microscopio, la plagioclasa forma prismas de zonado oscilatorio y borde albítico, siendo característica la existencia de irregularidades en el zonado y bordes recrecidos. Están reemplazadas zonalmente a agregados de epidota y sericita. El anfíbol verde pleocroico es una hornblenda, que forma grandes poiquiloblastos xenomorfos, con inclusiones redondeadas de plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo e ilmenita. La alteración secundaria produce la sericitización, epidotización y albitización de las plagioclasas; la cloritización y epidotización de la hornblenda; y la oxidación de los opacos.

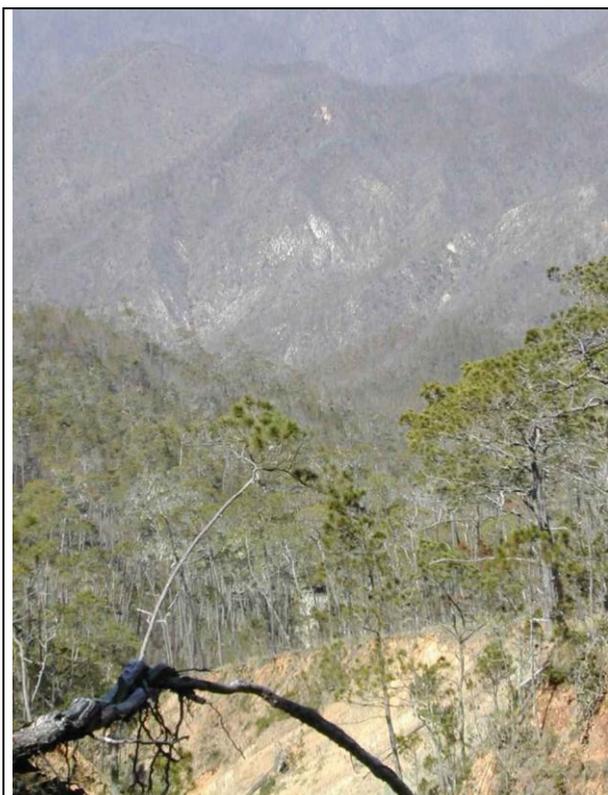


Foto 91: Tonalitas foliadas de la Compartición; zona de contacto con los basaltos Pelona-Pico Duarte (41MJ9045_1); Lat: 19,031281; Long: -70,936048)

3.1.1.4.3. Leucotonalitas biotítico-hornbléndicas de grano grueso a muy grueso, variablemente foliadas (8)

Las leucotonalitas con biotita y hornblenda de grano grueso a muy grueso, no son frecuentes en la parte occidental profunda del Batolito de El Río correspondiendo a la Hoja de Manabao. Un solo pequeño cuerpo ha sido cartografiado en la esquina SE de la Hoja, desarrollándose hacia el Este en la Hoja de Jarabacoa, donde afloran de forma extensa en esta parte más apical del macizo. En dicha Hoja, los cuerpos son en general lenticulares de longitud kilométrica elongados siguiendo una dirección O-E a OSOENE. Esta oblicuidad respecto a la elongación O-E general del Batolito de El Río, 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 limpios libres de deformación, así como granos menores intersticiales. En alguna muestra ha desarrollado texturas ameboideas subvolcánicas. La fuerte alteración evidencia una actividad intensa de los fluidos tardi-magmáticos.

3.1.1.5. Diques relacionados con los batolitos de Jumunucu, de El Bao y de El Río

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

En la mitad sur de la Hoja, las malas condiciones de accesos y de afloramientos originan una infravaloración de los diques en general en el batolito del Río y en las series volcánicas encajantes (Tireo y Basaltos Pelona-Pico Duarte).

3.1.1.5.1. Diques y sills máficos (9)

Coincidiendo con etapas avanzadas de la estructuración de los batolitos intruye un conjunto o enjambre de diques máficos microgranudos, que se emplaza en todas las anteriores unidades del batolito, del C. Duarte, así como en el Grupo Tireo encajante. Estos diques son frecuentes 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. En la mitad Oeste del batolito de Jumunucu la dirección general, tanto del batolito que de los diques es N45°E.

Estos diques son frecuentemente subverticales, presentando ángulos de buzamiento >70° tanto al Norte como al Sur. 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

diferencias de tonalitas. Estas relaciones sugieren que parte de los diques máficos son comagmáticos con algunas de las tonalitas más diferenciadas.

Los tipos microgabroicos a microdioríticos con hornbléndica afíricos son los más comunes. Se trata de diques máficos sin fenocristales, afaníticos, con clinopiroxeno augita, hornblenda acicular y plagioclasa de subidio a alotriomorfa. Otros tipos petrográficos de diques son gabros, melanogabros y microgabros con clinopiroxeno y hornblenda, poco porfídicos y afíricos; doleritas con clinopiroxeno en ocasiones porfídicas; y pórfidos dioríticos con plagioclasa y en ocasiones hornblenda. El clinopiroxeno presente en los tipos gabroícos 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 pleocroico 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.



Foto 92: dique microgabroico en las tonalitas comunes foliadas ; Arroyo Los Dajaos, Este de la Hoja de Manabao (41MJ9302_1); Lat: 19,081663; Long: -70,762105

3.1.1.5.2. Diques aplíticos (10)

Los diques aplíticos, de potencia decimétrica a métrica, cortan los batolitos de Jumunucu y de El Río, así que las rocas encajantes del C. Duarte y del Grupo Tireo, con las direcciones

predominantes N10°E, N45°E, N90°E y N150°E. Pocos presentan una extensión suficiente para ser cartografiada a la escala 1:50.000. En el Batolito de Jumunucu, los diques aplíticos, son más frecuentes en la parte central del Batolito asociados a las facies apicales de leucotonalitas, y en los bordes cizallados.

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



Foto 93: Dique aplítico en las leucotonalitas + cuarzo (Loma Adentro) (41MJ9121_1); Lat: 19,107511; Long: -70,768401)



Foto 94: Pequeña inyección de leucotonalitas foliadas con filones de aplitas, en los cumalados ultrabásicos de la Loma Limpia Nariz (41MJ9122_1); Lat: 19,105479; Long: -70,769508)

3.1.1.5.3. Diques de cuarzo (11)

Pocos diques de cuarzo presentan una potencia y una extensión suficiente para ser cartografiados a escala 1:50.000. En el sector de Arroyo Bonito y la Loma Limpia Nariz, al Norte de Manabao, se observan 4 lentejones de potencia métrica a decamétrica y de extensión pluridecamétrica a hectométrica. Rellenan parcialmente fracturas, con direcciones predominantes N150°E en la zona de cizalla del contacto cumalados gabro-dioritas en el centro del batolito de Jumunucu. Presentan frecuentemente una esquistosidad de fractura (Foto 95); topográficamente, coinciden localmente con resaltes destacados del terreno y en parte podrían ser el reflejo de intrusivos tonalíticos en profundidad.



Foto 95: Dique de cuarzo foliado en las tonalitas hornbléndicas (Batolito de Jumunucu) foliadas (41MJ9117_1); Lat: 19,115845; Long: -70,757457

3.2. GEOQUÍMICA

Para la realización del presente estudio geoquímico, se recogieron muestras representativas de las principales unidades geológicas, macizos o eventos ígneos con el objeto de realizar su caracterización geoquímica, establecer una mejor estratigrafía de la zona y proponer su probable entorno tectonomagmático de formación.

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

3.2.1. Técnicas analíticas y método de trabajo

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas del dominio de la Cordillera Central, 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 más de 100 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 de las Hojas de Jarabacoa, Manabao, La Vega, Jánico y San José de las Matas están incluidos en el informe complementario de geoquímica (Escuder, 2009).

Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para Fe₂O₃ (0,04%), P₂O₅ (0,001%) y Cr₂O₃ (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 Fe₂O₃, por lo que fue recalculado como $Fe_{2O3t} = Fe_{2O3} + FeO \cdot 1,11135$ y $Fe_{Ocalc} = FeO / (FeO + Fe_{2O3})$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO₂ a P₂O₅ fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como $100 \cdot mol\ MgO / (mol\ MgO + mol\ FeO_t)$, donde $FeO = 0,8 \cdot Fe_{2O3t}$ y $Fe_{2O3} = 0,2 \cdot Fe_{2O3t}$. 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).

Los resultados analíticos fueron integrados con una selección de los datos geoquímicos incluidos en la bibliografía de la zona, que principalmente procedieron de los trabajos de Lewis et al. (1990, 2002, 2006), Lapierre et al. (1997, 1999, 2002), Dupuis et al. (1996), SYSMIN (2004), Escuder Viruete et al. (2006, 2007, 2008 y 2009) así como datos propios inéditos. 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) 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 el dominio de la Cordillera Central 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), andesitas y basaltos calco-alcalinos CAB (calc-alkalic basalts), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakititas. Las rocas plutónicas que forman los batolitos ultramáfico-gabroico-tonalíticos fueron caracterizadas geoquímicamente siguiendo un procedimiento similar.

Sin embargo, las rocas ígneas de la Cordillera Central fueron variablemente deformadas y metamorfozadas; 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. A continuación se describen los diferentes tipos de rocas ígneas máficas y félsicas distinguidas en cada evento magmático, para mostrar la existencia de relaciones petrogenéticas entre ellos e interpretar el marco geodinámico de formación.

3.2.2. Unidades tectonoestratigráfico-litogeoquímicas

En la cartografía del Dominio de la Cordillera Central se han reconocido ocho grandes unidades tectonoestratigráfico-litogeoquímicas, que de base a techo son: (1) la peridotita de Loma Caribe; (2) la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja; (3) el Chert de El Aguacate; (4) el Complejo Duarte; (5) el Grupo Tireo; (6) la Fm Peña Blanca; (7) la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte; y (8) la Fm Magua. El conjunto está intruido por los batolitos gabroico-tonalíticos de Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, Bella Vista y El Río, incluyendo complejos ultramáficos y numerosos plutones de leucotonalitas foliadas.

Las unidades litoestratigráfico-geoquímicas del Dominio de la Cordillera Central pueden agruparse en tres grandes estadios magmáticos evolutivos: oceánico pre-arco, arco isla, e intraplaca (Fig. 8 y Fig. 9).

3.2.3. Complejo Duarte

Las características geoquímicas de las rocas volcánicas del Complejo Duarte están recogidas en las Fig. 16, Fig. 17, Fig. 18, Fig. 19. 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, Fe₂O₃T, 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-espinela, 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. 16a presentan composiciones similares a las komatiitas basálticas y están poco o nada fraccionadas ($Mg\#=71-54$), con contenidos en TiO_2 entre 1,0 y 1,7 wt%. El patrón de REE extendido (Fig. 17, Fig. 18) 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 $(\epsilon Nd)_i$ 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, acumulados 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 Ia 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 ($FeOT > 15$ 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-toleitas, extendiéndose a composiciones más fraccionadas ($Mg\#=70-48$) que los tipos Ia y Ib. El contenido en TiO_2 es intermedio (1,6-2,1 wt%), pero mayor que en el tipo Ia 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 Ia.

Basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III). El grupo incluye los basaltos medianamente alcalinos de la unidad superior. Se trata de toleitas 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 empobrecidos 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 del Plateau oceánico Caribeño-Colombiano durante el Cretácico Inferior. Sin embargo, como se observa en la Fig. 19, este evento es geoquímicamente distinto al del Cretácico Superior. Por otro lado, los diques doleríticos intrusivos sin-cinemáticamente en la zona de cizalla de El 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. 19), particularmente con los basaltos de la unidad superior. Por lo tanto, los últimos magmas de este evento podrían ser ligeramente más jóvenes.

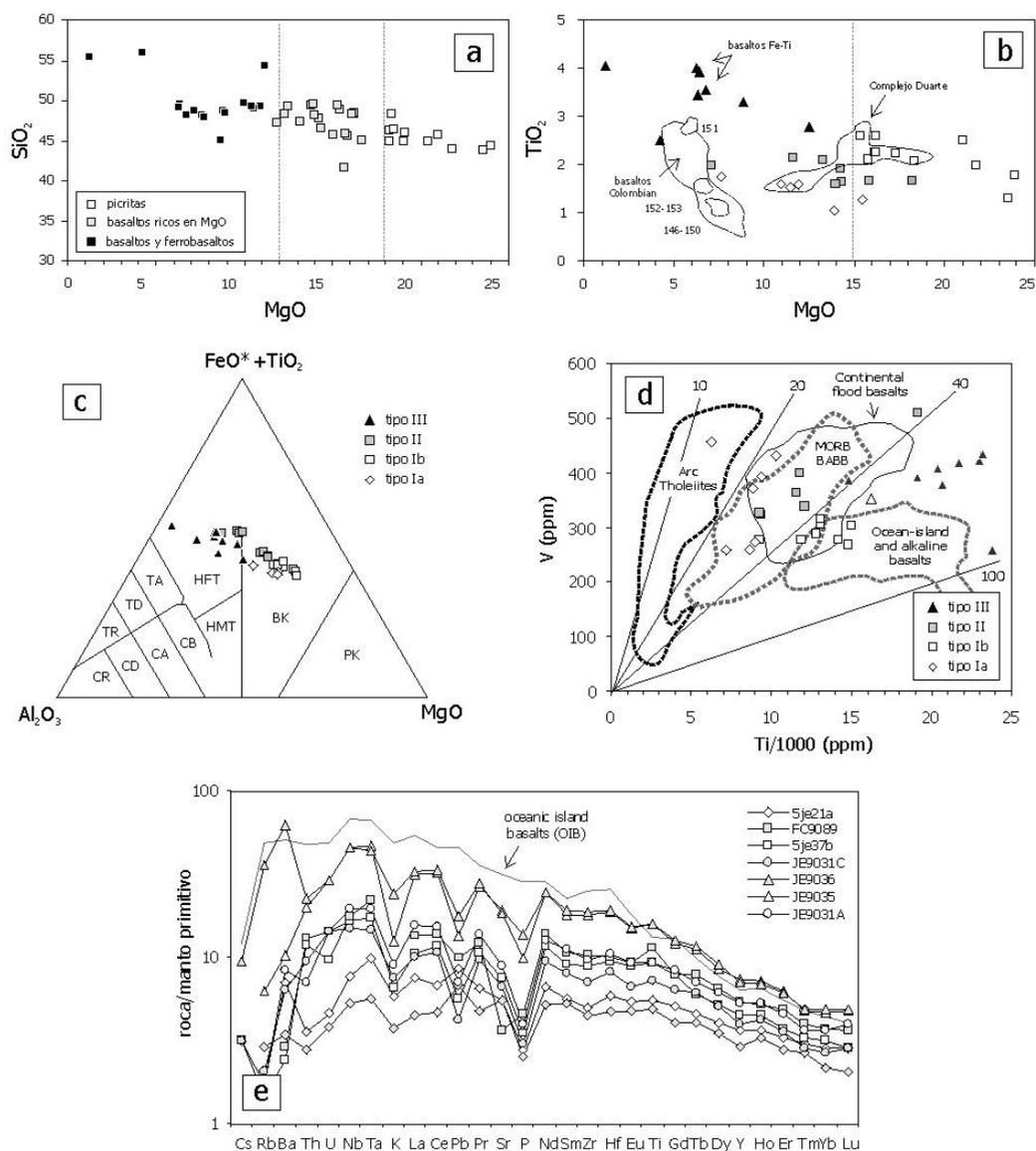


Fig. 16 . Características geoquímicas del Complejo Duarte. (a) y (b) Diagramas de SiO₂ y TiO₂ frente al MgO de las picritas, basaltos magnesianos y basaltos estudiados (Escuder Viruete et al., 2007), mostrando como comparación los campos composicionales de las muestras incluidas en Lapiere et al. (1997), 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).

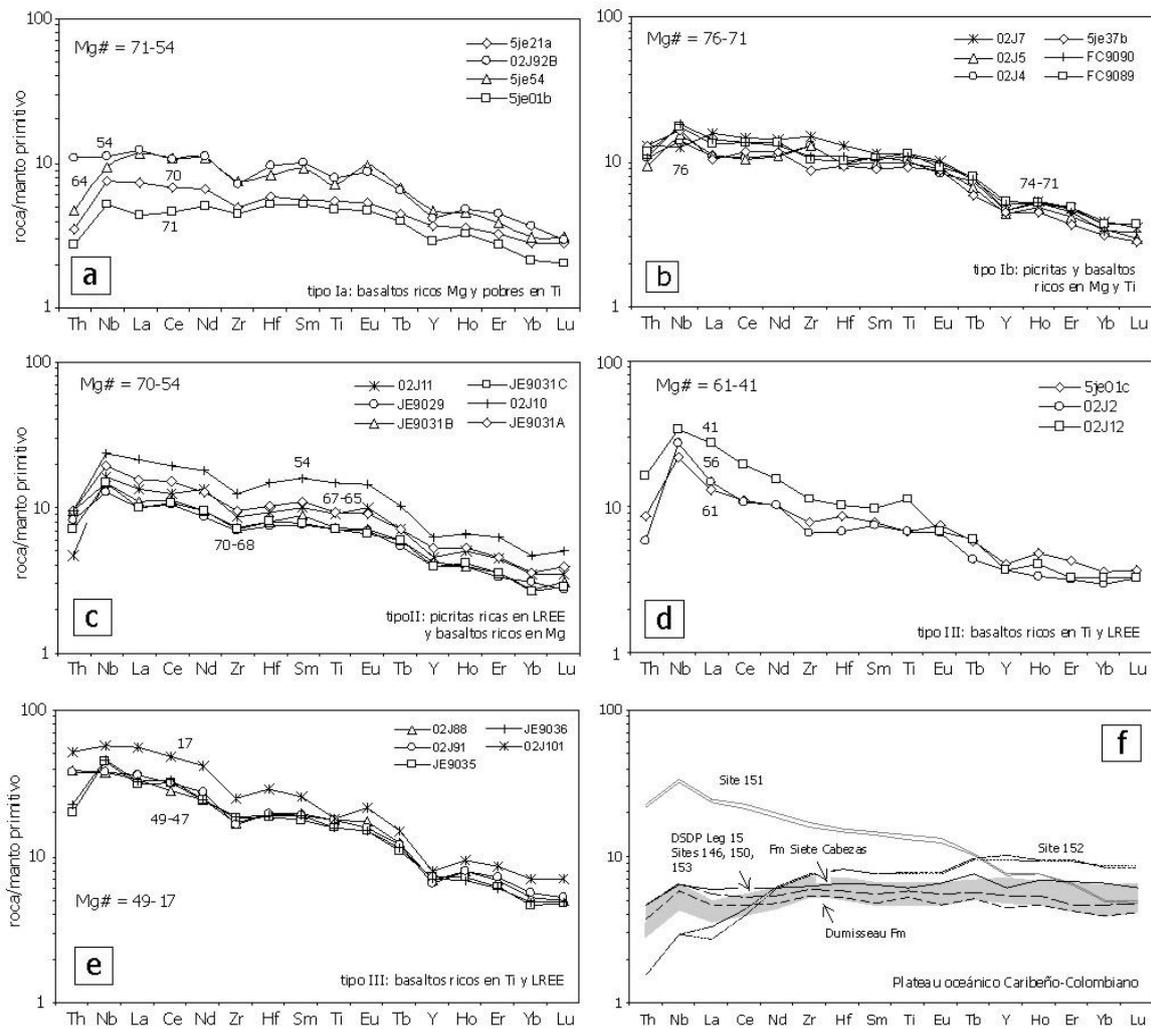


Fig. 17 . (a) a (f) Diagramas de REE extendidos para los diversos grupos geoquímicos del Complejo Duarte definidos en el texto. En (f) se incluyen como comparación los campos composicionales de los basaltos de los Sites 146, 150, 151, 152 y 153 del DSDP Leg 15, y del Plateau oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 1997a, 2002). Ver explicación en el texto.

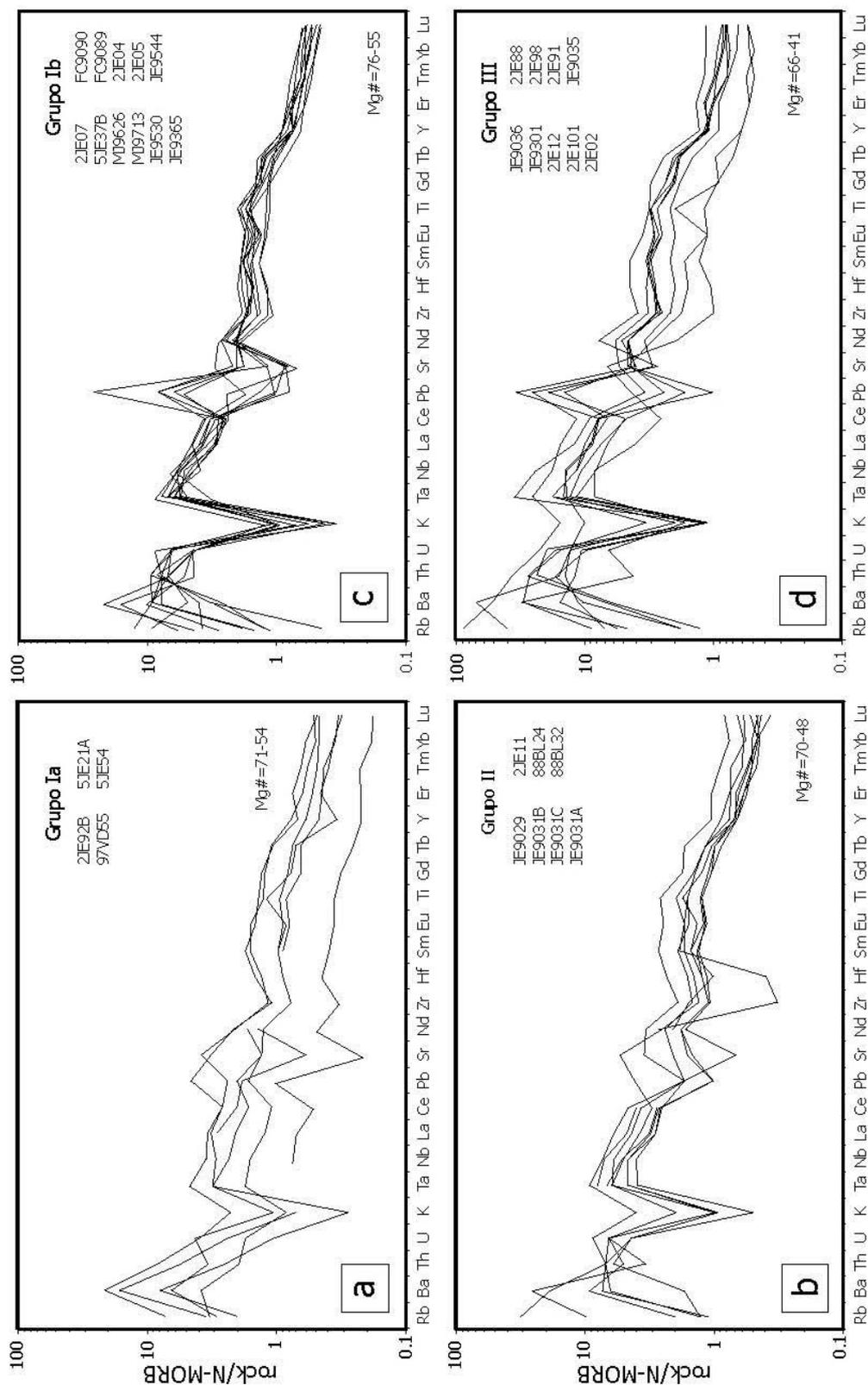


Fig. 18 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diferentes grupos geoquímicos del Complejo Duarte.

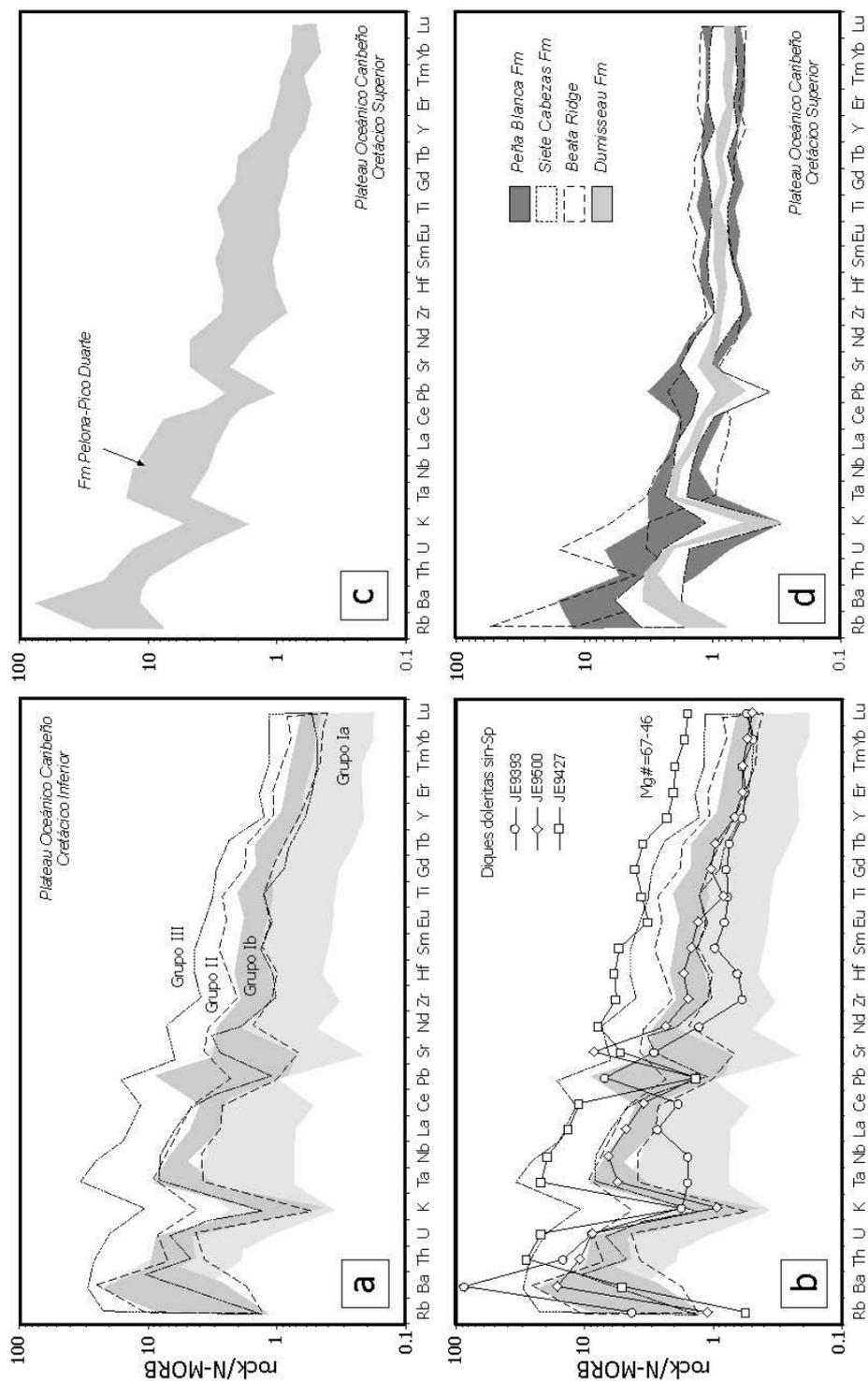


Fig. 19 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diferentes grupos geoquímicos del Complejo Duarte, de los diques doleríticos sin-esquistosos (sin-Sp) intrusivos en el complejo, y de las unidades del Plateau Océánico Caribeño del Cretácico Superior en La Española.

3.2.4. 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 vítreas 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 se han representado en diagramas geoquímicos apropiados e incluidos en las Fig. 20, Fig. 21, Fig. 22, Fig. 23, Fig. 24, Fig. 25.

En la Fig. 20, 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 boninitica, con relaciones $Ti/V < 10$. En diagramas de Harker (Fig. 21), 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.

3.2.4.1. Serie de basaltos-andesitas toleíticas y calcoalcalinas

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. 22, Fig. 23, Fig. 24, 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

NMORB, 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.

3.2.4.2. 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 $0,1-0,5 \times N$ -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 TiO₂ 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-alcálicas. 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).

3.2.4.3. 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 ($Nb < 2$ 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 ($Nb/Nb^* = 0,8-1,2$) 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 ($[La/Nd]_N = 1,8-2,2$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N = 1,8-2,9$); y II, con mayor enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N = 1,7-2,3$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N = 2,4-4,1$). 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.

3.2.4.4. Rocas ácidas de la Fm 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-alcalinas. 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-alcalinas, 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-alcalino junto a las adakititas. 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. 25), lo que sugiere que se trata de sus equivalentes intrusivos. De acuerdo con Drummond et al. (1996), Yagodzinski 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.

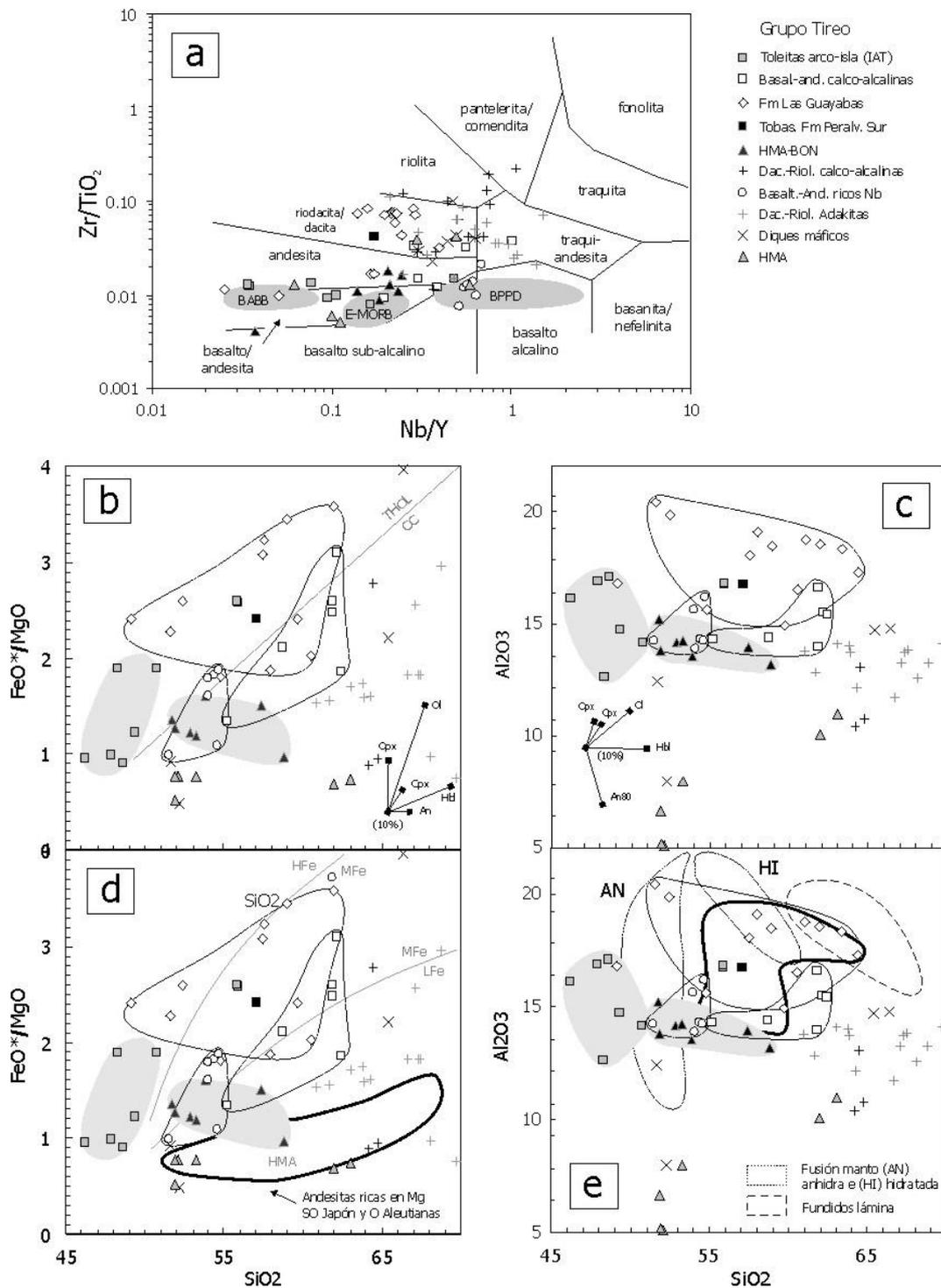


Fig. 20 Características geoquímicas del Grupo Tiro. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO₂, mostrando como comparación los campos composicionales de los grupos BABB, EMORB y BPPD; (b, c, d y e) Covariation of SiO₂ con FeO*/MgO y Al₂O₃. En las figuras, las rocas del Grupo Tiro son comparadas con series 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 (An80), determinados para una composición andesítica magnesiánica 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).

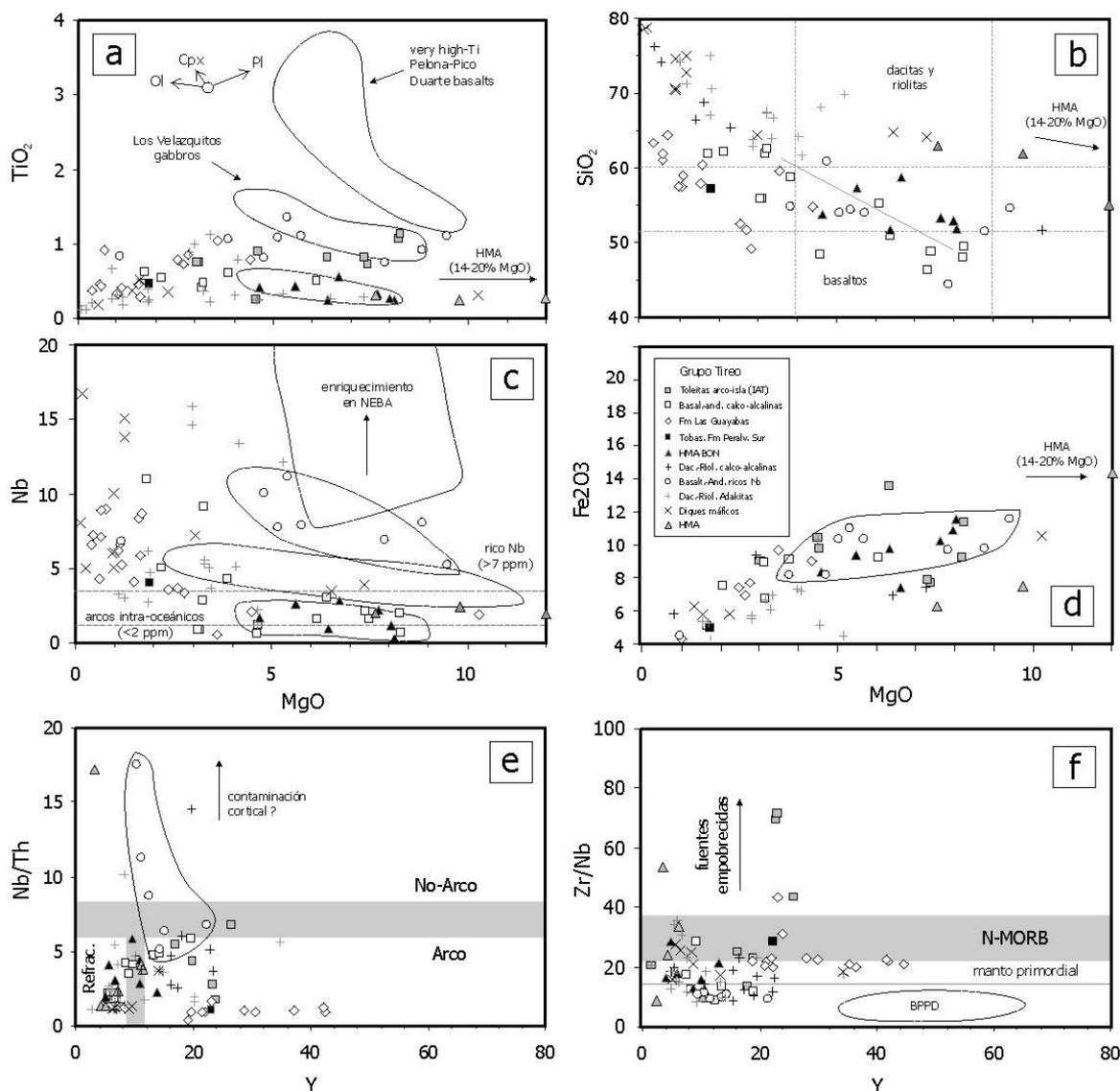


Fig. 21 Características geoquímicas del Grupo Tiroco. (a, b, c y d) Diagramas de SiO₂, TiO₂, Nb y Fe₂O₃ frente al MgO, mostrando como comparación los campos composicionales de los grupos BABB, E-MORB y BPPD; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

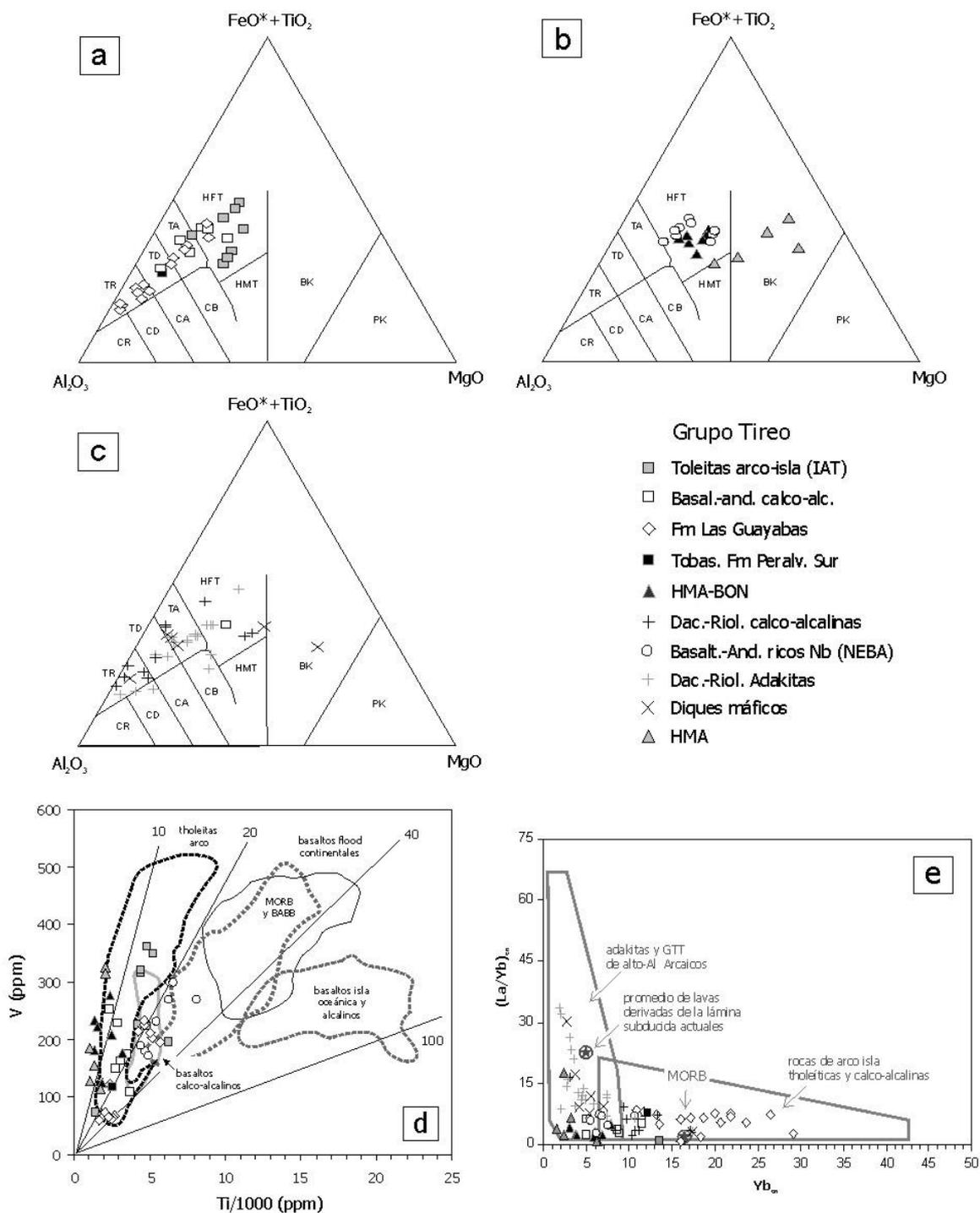


Fig. 22 (a, b y c) Diagramas de Jensen (1976); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); y (e) Diagrama para rocas adakitas.

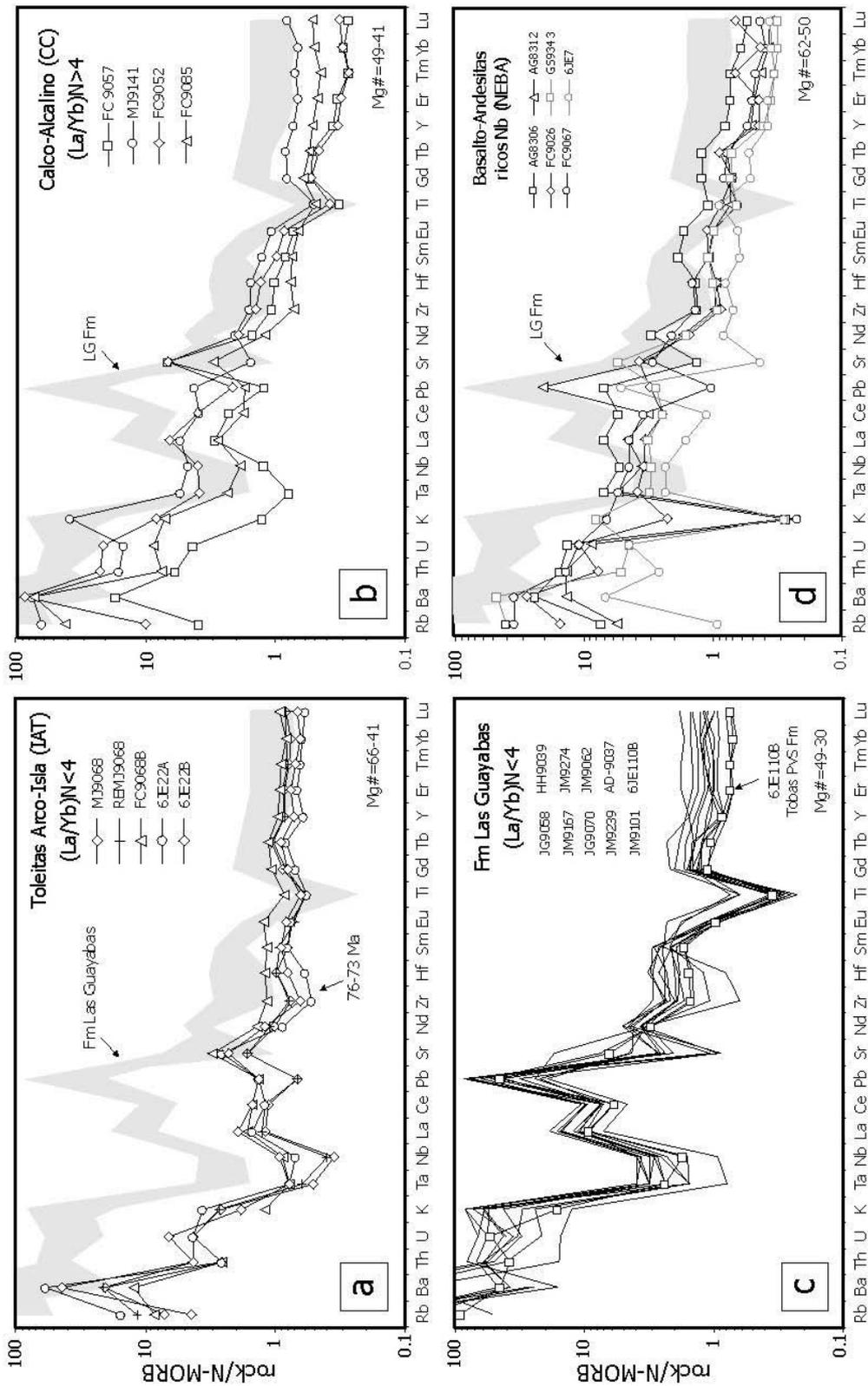


Fig. 23 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos del Grupo Tiroo.

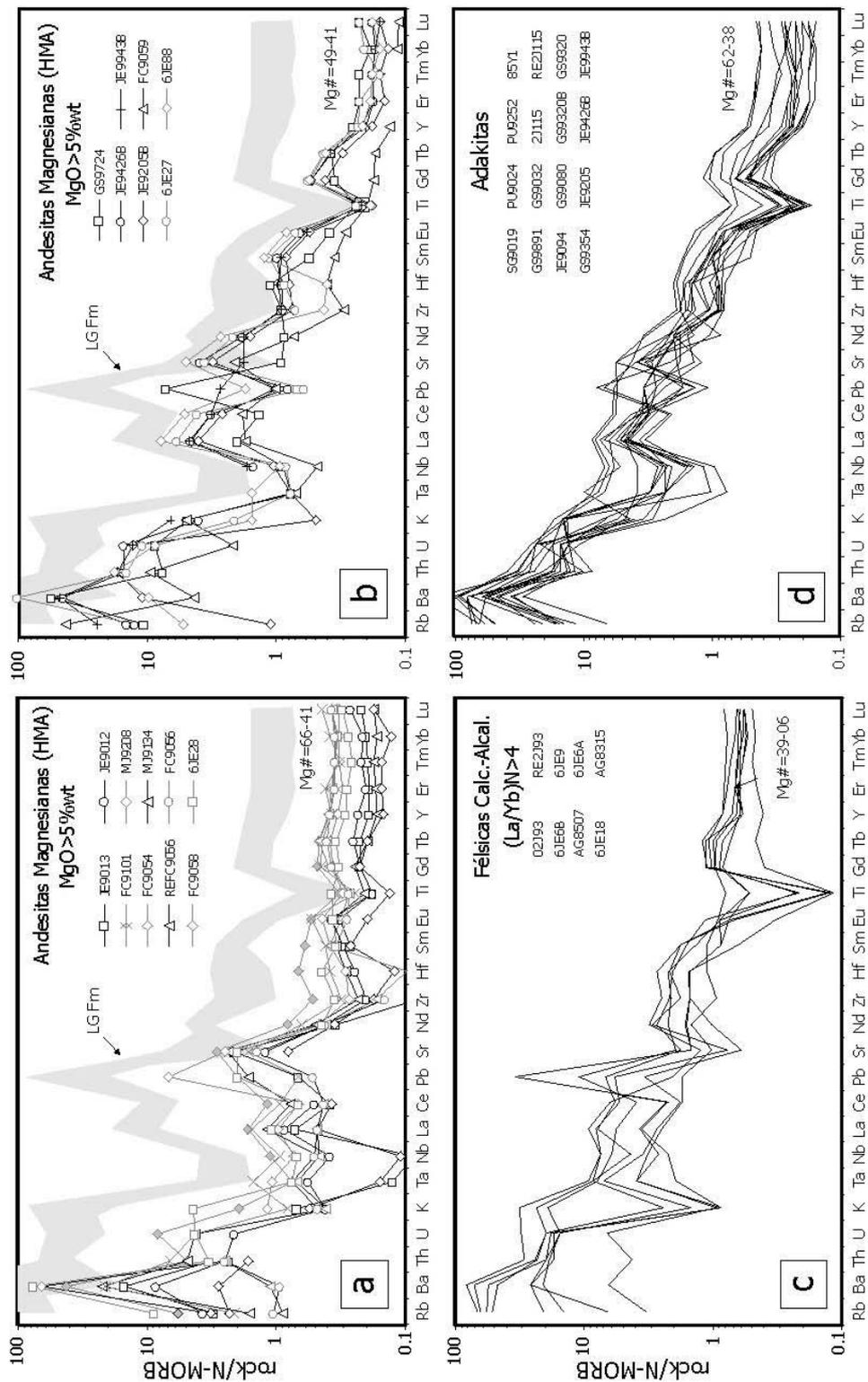


Fig. 24 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos del Grupo Tiroo.

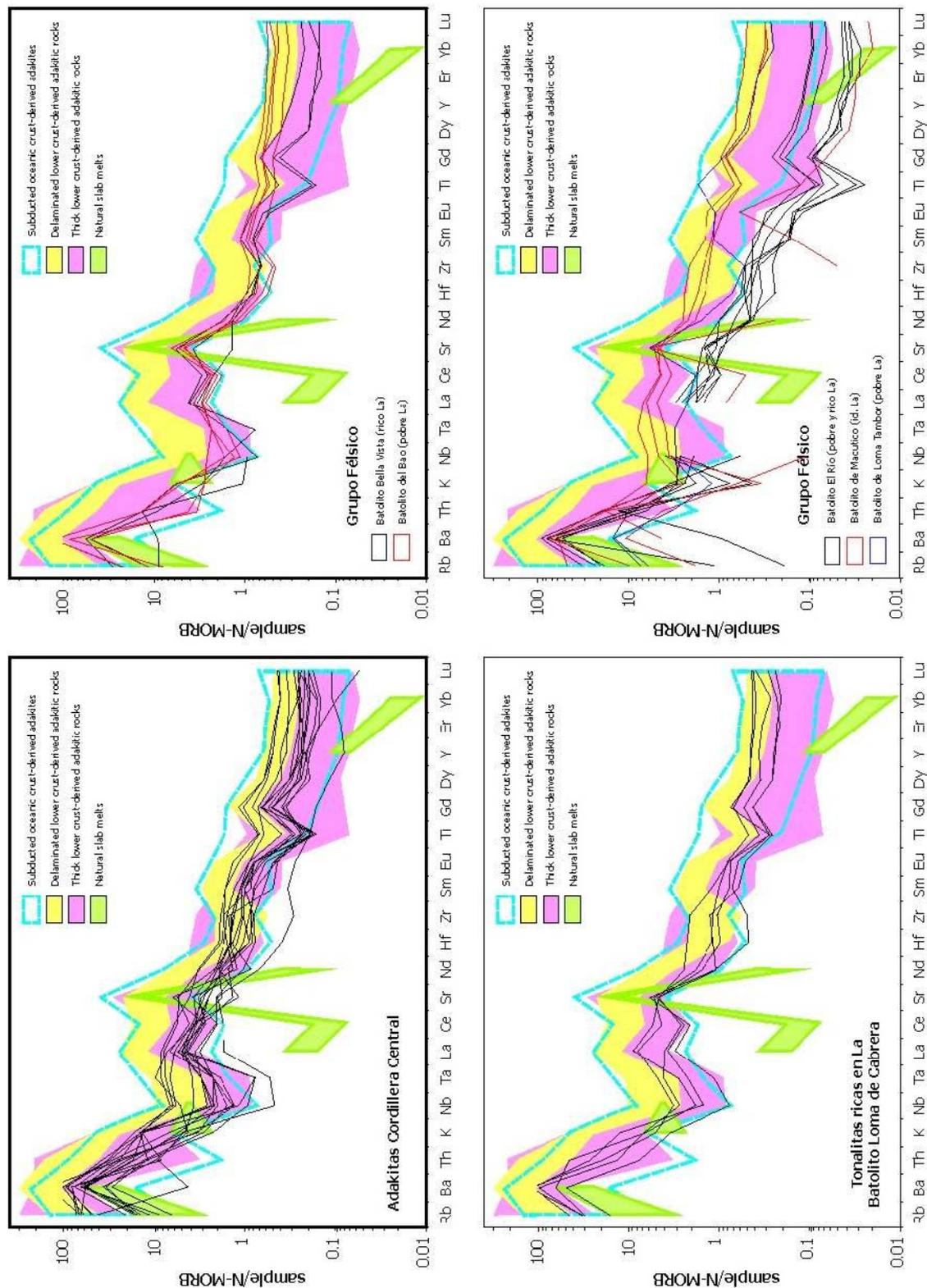


Fig. 25 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos de adakitas y tonalitas de los batolitos de afinidades adakíticas, comparadas con diferentes tipos genéticos de adakitas.

3.2.5. Magmatismo intraplaca: Plateau Oceánico Caribeño

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. Algunas muestras de anfibolitas de las Zonas de Cizalla de La Meseta y de El Río Guanajuma también pertenecen a este grupo. Las principales características geoquímicas de las rocas de este grupo están recogidas en las Fig. 26, Fig. 27, Fig. 28. En el diagrama TiO₂-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.

3.2.5.1. 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 SiO₂=44,3-54,1 wt% para rangos de TiO₂=0,7-0,8 wt%, CaO=8,2-11,8 wt% y Al₂O₃=10,8-14,2 wt%. Los valores homogéneos de 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/TiO₂ 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 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 ([La/Nd]_N=1,0-1,2) y distribución plana de las HREE ([Sm/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).

3.2.5.2. Formación Basaltos de Peña Blanca

Las lavas de esta unidad (no aflorando en la Hoja de Manabao) poseen de $\text{SiO}_2=47,7-53,4$ wt% para rangos de $\text{TiO}_2=0,7-1,1$ wt%, $\text{CaO}=9,8-11,7$ wt% y $\text{Al}_2\text{O}_3=13,5-14,8$ wt%. Los valores de $\text{Mg}\#=60-54$ indican que se trata de magmas poco fraccionados. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ 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 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. 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 ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=1.0-1.2$) y distribución plana de las HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=1.0-1.1$) 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 ($\text{Zr}/\text{Nb}=11-12$ y $\text{La}/\text{Sm}>1,5$) 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).

3.2.5.3. 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 SiO₂ para rangos en TiO₂=0,9-1,2 wt.%, CaO=10,2-12,8 wt.% y Al₂O₃=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 TiO₂, 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.

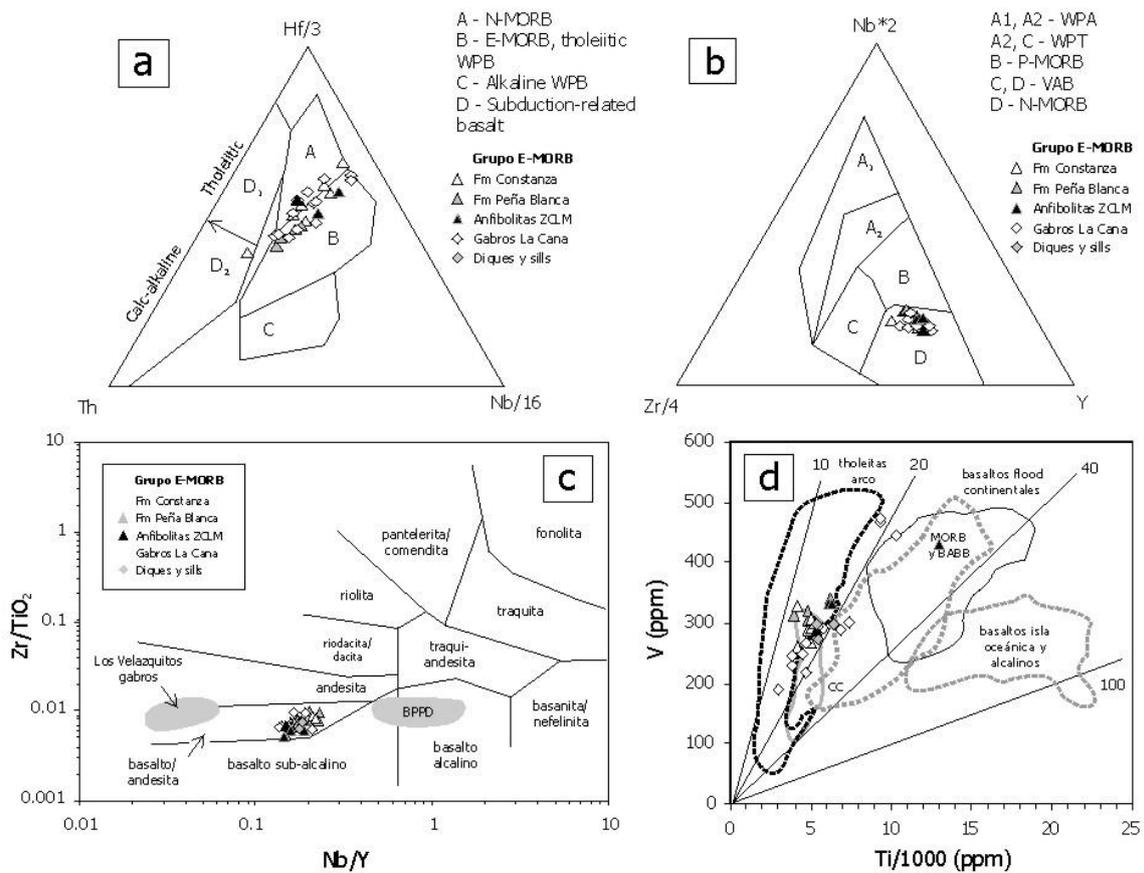


Fig. 26 (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales de los gabros de Los Velazquitos, E-MORB y PVD; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983).

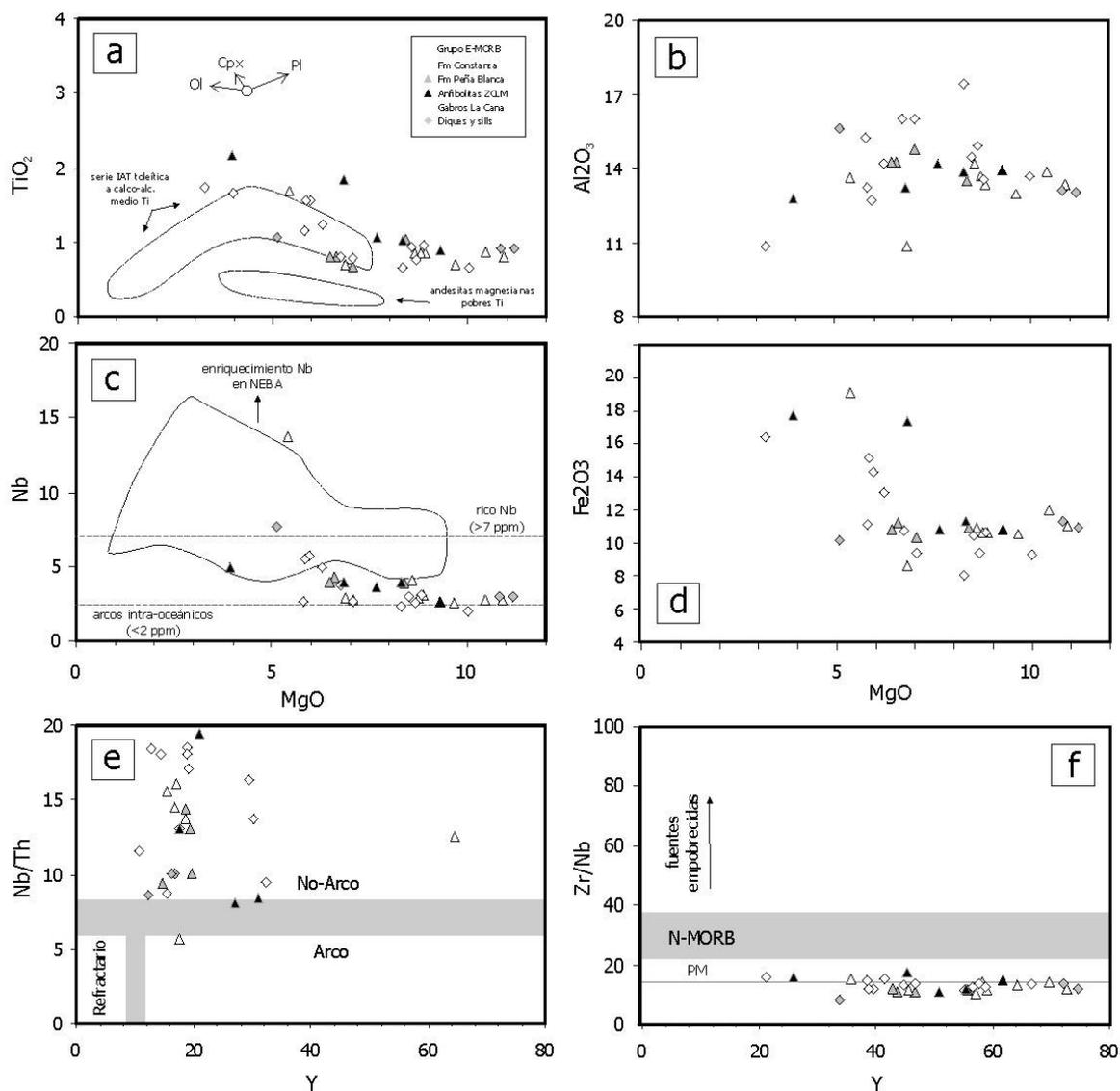


Fig. 27 (a, b, c y d) Diagramas de TiO₂, Al₂O₃, Nb y Fe₂O₃ frente al MgO; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

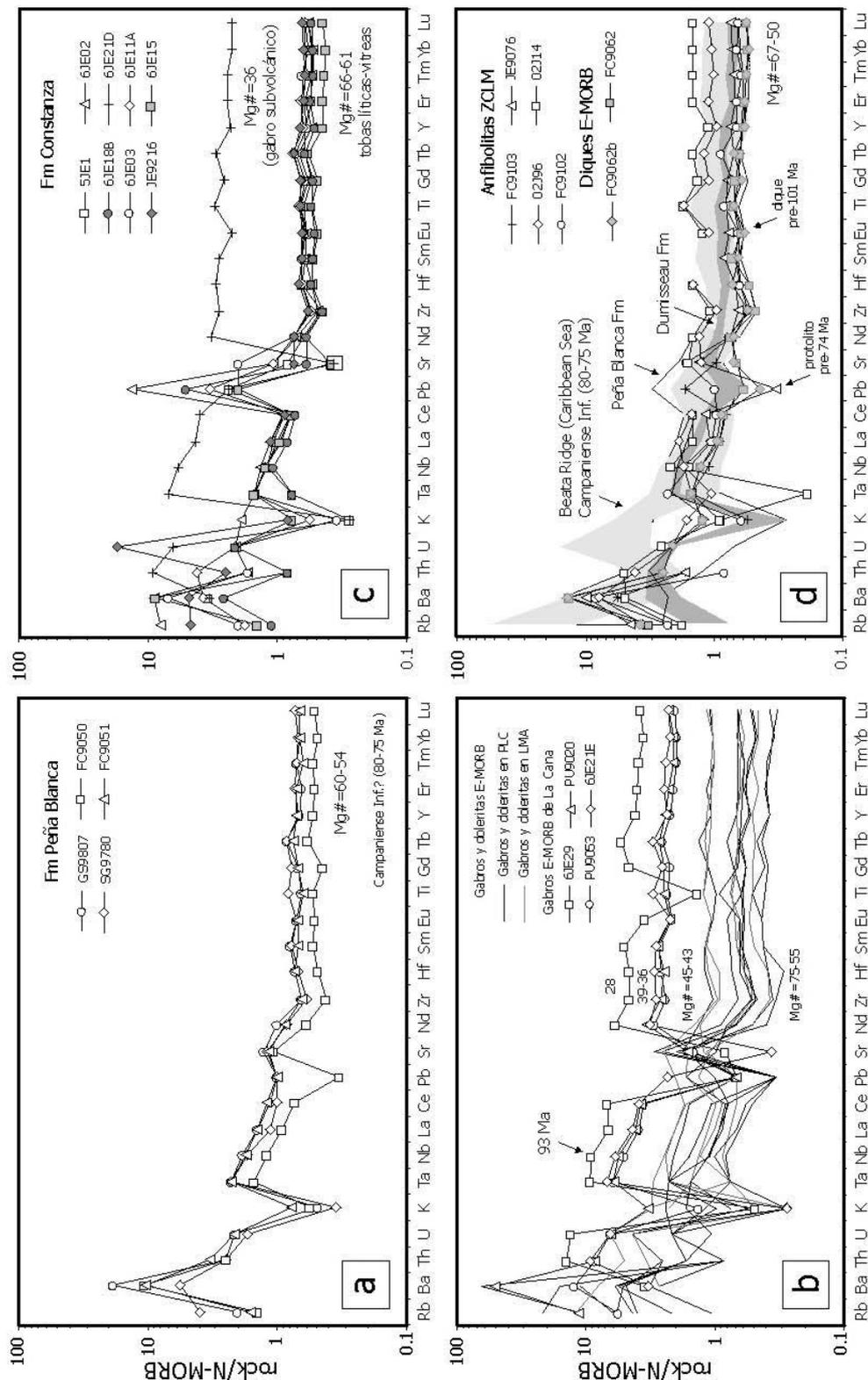


Fig. 28 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para Las Fms Peña Blanca, Constanza, anfibolitas de la ZCLM, gabros de La Cana y diques de gabros y doleritas E-MORB intrusivos o asociados a la Peridotita de Loma Caribe, mostrando también el rango composicional de los gabros y doleritas de la Cresta de Beata y de la Fm Dumisseau.

3.2.5.4. Formación de Basaltos de Pelona-Pico Duarte

Las características geoquímicas de las Formaciones de basaltos de Pelona-Pico Duarte y Magua están representadas en las Fig. 29, Fig. 30, Fig. 31. Para un restringido rango en SiO₂ (47,6-50,2 wt%), los basaltos de Pelona-Pico Duarte poseen contenidos (wt%) altos en álcalis (2,0-2,6), TiO₂ (1,3-3,6) y P₂O₅ (0,15-0,32), y bajos en CaO (10-14) y Al₂O₃ (10,8-14,3), tratándose de magmas poco y moderadamente fraccionados (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 TiO₂, Fe₂O₃, CaO, Al₂O₃, 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. 29), 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 Ti/V>20 (Fig. 29), 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 Fig. 29 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 K/Ba<20 (9,7-15), Nb/Th>7 y 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. 31 a y b) presentan una elevada pendiente negativa, moderado enriquecimiento en LREE ([La/Nd]_N=1,4-2,2) y empobrecimiento en HREE ([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 [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).

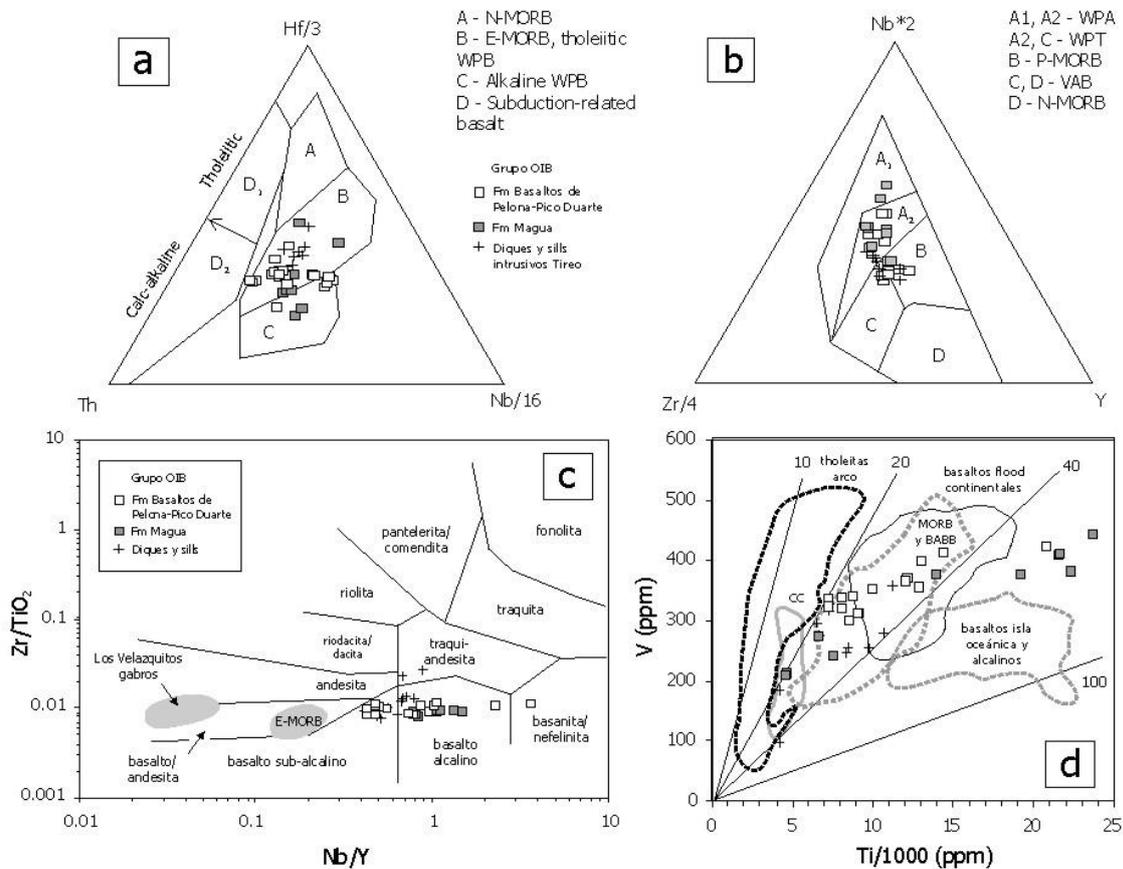


Fig. 29 (a y b) Diagramas de Wood (1980) para los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte, diques de basaltos y doleritas intrusivos en el Grupo Tireo infrayacente, y basaltos de la Fm Magua; (c) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales de los basaltos de Pelona-Pico Duarte, grupo E-MORB y basaltos de Los Velazquitos PVD; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983).

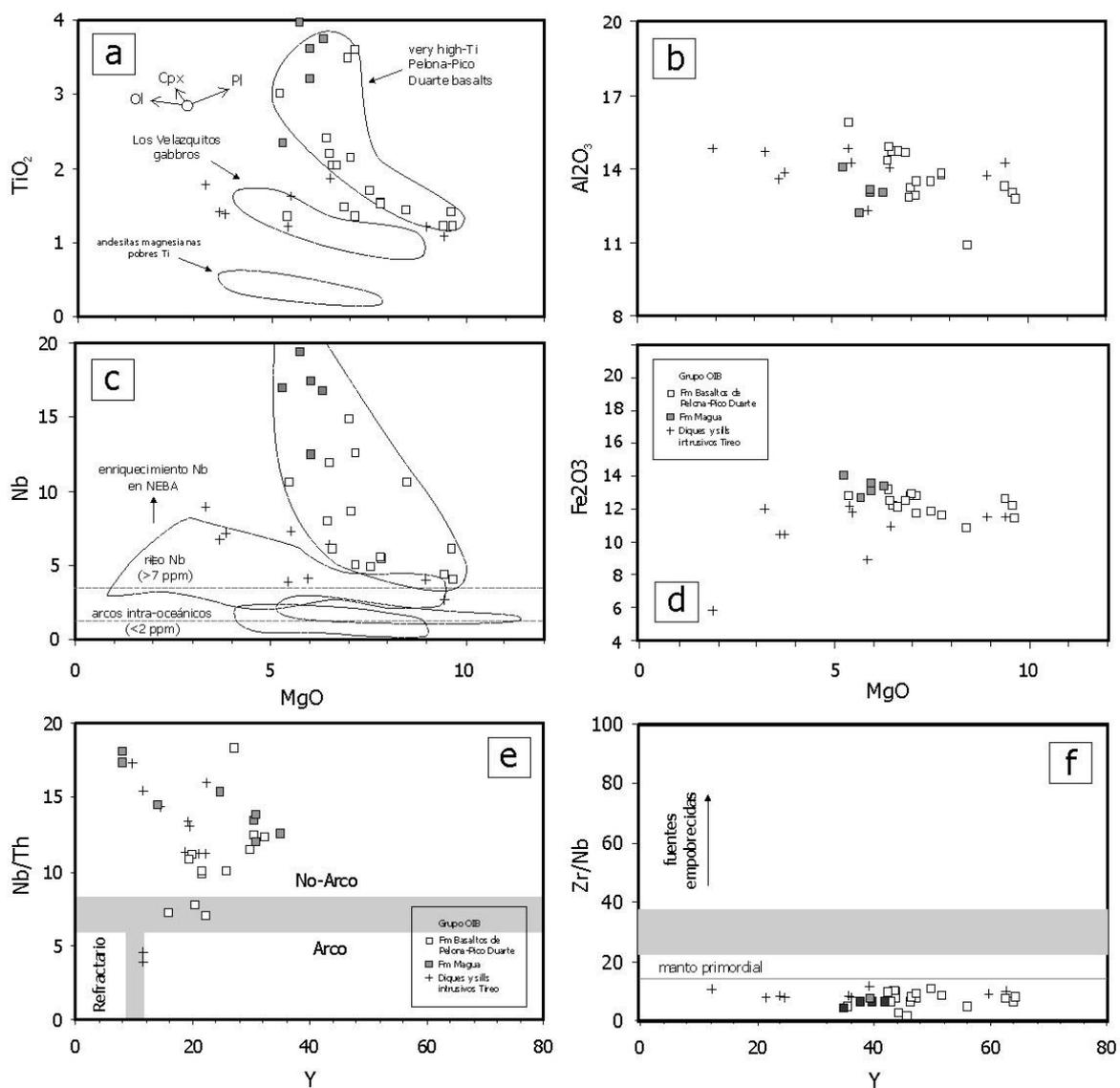


Fig. 30 (a, b, c y d) Diagramas de TiO_2 , Al_2O_3 , Nb y Fe_2O_3 frente al MgO ; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

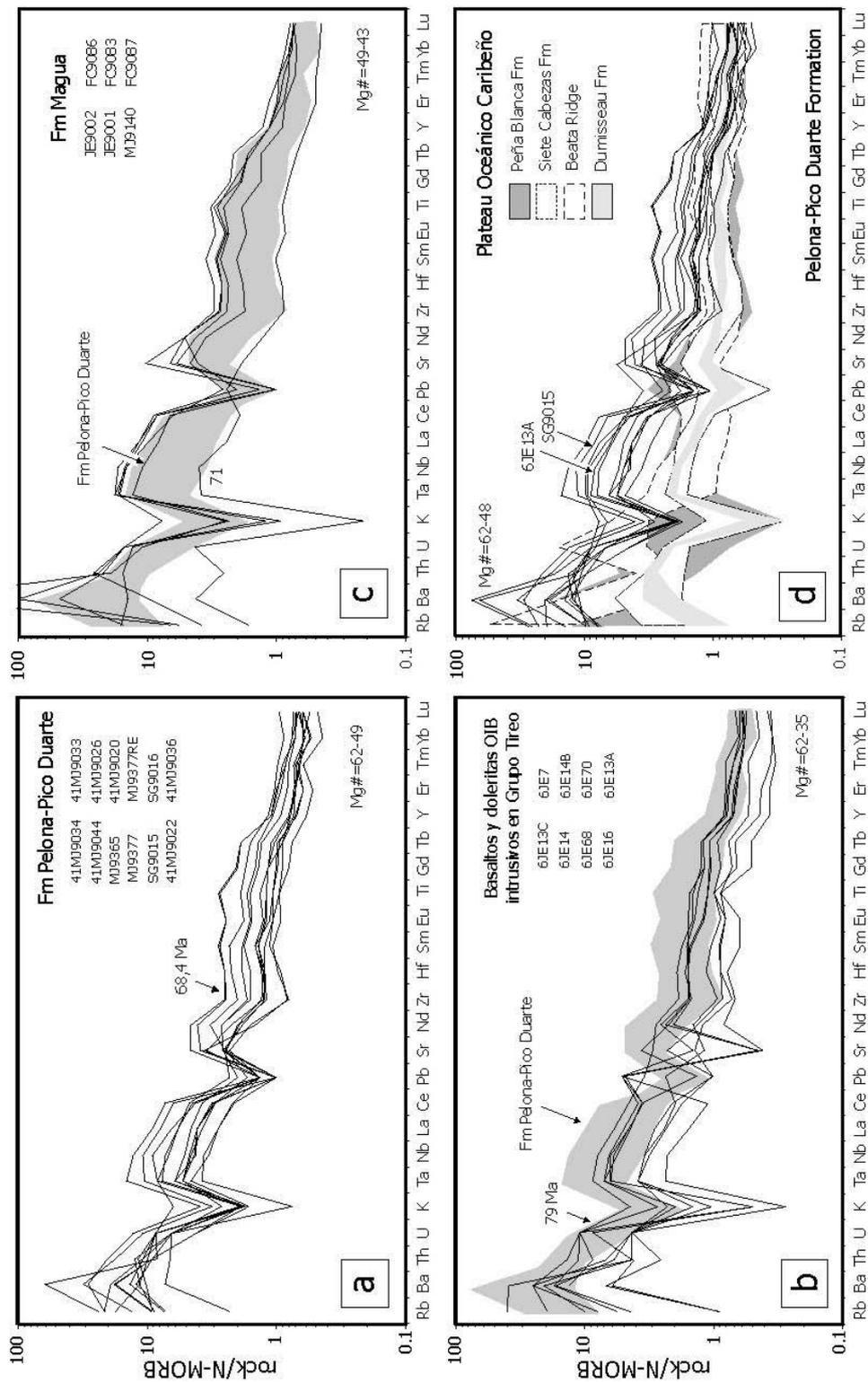


Fig. 31 (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los basaltos de Pelona-Pico Duarte, diques de basaltos y doleritas intrusivos en el Grupo Tireo infrayacente, y basaltos de la Fm Magua, mostrando también el rango composicional de las Fms Peña Blanca, Siete Cabezas y Dumisseau, así como el de los gabros y doleritas de la Cresta de Beata.

3.2.6. Las unidades intrusivas en la Cordillera Central (Batolitos de Bellavista, Jumunucu, El Bao, El Río, Macutico, Loma del tambor y Loma de Cabrera)

Las rocas plutónicas analizadas pertenecen a los batolitos de El Río, Jumunucu, Bella Vista, El Bao, Macutico y Loma del Tambor, aunque también se incluyen como comparación en el estudio datos del Batolito de Loma de Cabrera. Las rocas plutónicas del Dominio de la Cordillera Central forman series ígneas que cubren un amplio rango en el contenido en SiO₂ (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 K₂O 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 SiO₂). 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: [La/Yb]_{CN}<10 (grupo pobre en La) y [La/Yb]_{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 SiO₂) 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 Bella 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 SiO₂, 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 anfíbolíticas 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 ± 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.

La representación de cada uno de los grupos en los batolitos estudiados es descrita en un informe geoquímico complementario y exhaustivo que sobrepasa el límite de la hoja (Escuder Viruete, 2009).

Las muestra analizadas, procedentes de la Hoja de Manabao, son las siguientes:

- 6073IIIMJ9382 CUARZO-GABRO HORNBLÉNDICO DE GRANO GRUESO (Lat: 19,07787; Long: -70,83937)
- 6073IIIMJ9414 GABRODIORITRA FINA (Batolito El Rio) (Lat: 19.068324; Long: -70.866789).

3.3. Geocronología

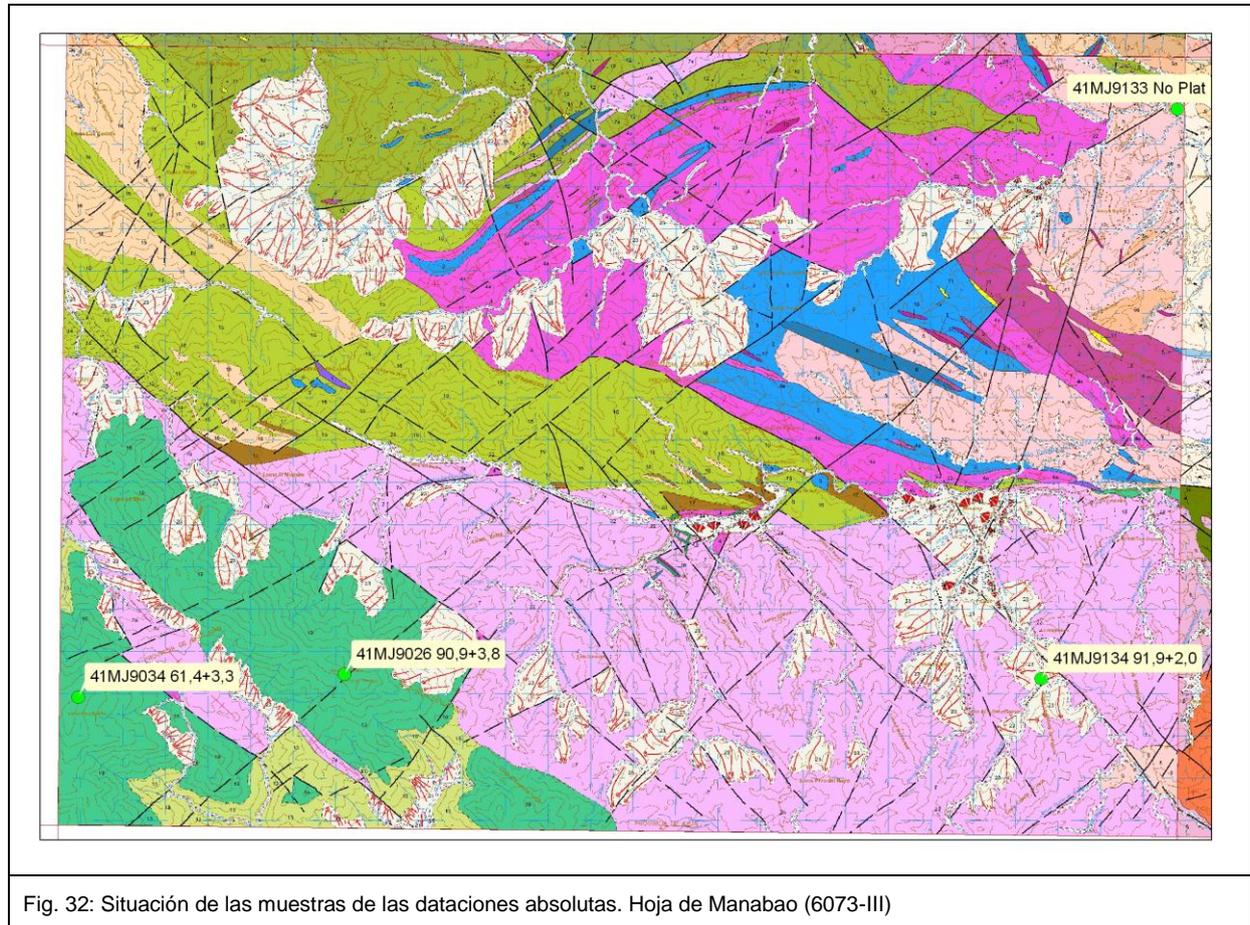
Cuatro muestras se recogieron en la Hoja de Manabao para su análisis geocronológico por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Para el cuadrante a escala 1:100 000 de La Vega (Hojas 1:50.000 de La Vega, Jarabacoa, Manabao y Jánico) es un total de 21 muestras que han sido analizadas por los métodos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los procedimientos analíticos seguidos se describen en los Informes de Friedman (2008) y Gabites (2010). La Tabla 1 recoge las principales características de dichas muestras.

Hoja	X	Y	Muestra	Unidad	Edad(Ma)	Error(Ma)	Método
La Vega	-70,5836	19,2216	6073IJE9803A	Peridotita Loma Caribe	92	10	Hbl, Plateau
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	90,9	3,8	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 Total fusion age
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	87,8	2,9	WR, Plateau
Jarabacoa	-70,5697	19,1318	6073IIJE9360	Buena Vista	85.2	2.1	Hbl, Plateau
Jarabacoa	-70,5527	19,1330	6073IIJE9365	Anfibolitas (Buena Vista)	86.2	3.4	Hbl, Plateau
Jarabacoa	-70,5678	19,1611	6073IIJE9391A	Loma La Monja	31.4	3.2	Hbl, Plateau
Jarabacoa	-70,5675	19,1594	6073IIJE9391C	Loma La Monja			
Jarabacoa	-70,7136	19,0760	6073IJE9868	Tireo	76.9	3.2	WR, Plateau
La Vega	-70,5674	19,1749	6073IJE9899	Peridotita Loma Caribe	101.5	7.3	Hbl, Plateau
Jánico	-70,8868	19,1938	6073IVMJ9141	El Bao	82,4	2,4	Hbl, Plateau
Jánico	-70,9013	19,3057	6073IVMJ9443A	Magua	87	11	WR, Plateau
Jánico	-70,9013	19,3057	6073IVMJ9443A	Magua	58	15	Hbl, Plateau
Manabao	-70,7814	19,0332	6073IIIMJ9134	El Rio	91,9	2,0	Hbl, Plateau
Jánico	-70,96778	19,2055	6073IVMJ9209	El Bao-	75,6	2,75	Hbl, Plateau?
Jánico	-70,84899	19,2100	6073IVMJ9846	El Bao	78,6	1,5	Hbl, Plateau

Tabla 1: Dataciones absolutas realizadas en el cuadrante 1/100.000 de La Vega

3.3.1. Dataciones Ar-Ar en la Hoja de Manabao

Las situaciones de las 4 muestras analizadas por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Hoja de Manabao se reflejan en la Fig. 32 y los resultados en la Tabla 1.



3.3.1.1. Datación del Batolito de Jumunucu

La muestra analizadas por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, corresponde al batolito de Jumunucu, en la esquina NE de la Hoja de Manabao. El batolito se extiende más al Este en la hoja colindante de Jarabacoa.

1. Tonalita-leucotonalita : (41MJ9133), No Plateau (Hbl); Fusion Age: 67.1 ± 1.01 Ma

La muestra procede del río Guanajuma, a la confluencia del arroyo Bonito.

En lámina delgada la composición es de tipo leucotonalítico ($M < 35\%$), de grano grueso (granos $> 2\text{mm}$ de diámetro), con hornblenda y biotita (accesoria) como minerales máficos.

El anfíbol es una hornblenda verde-marrón que forma grandes prismas de idio- a subidiomorfos.

No se ha obtenido una edad plateau en hornblenda; la edad fusión es de $67.1 \text{ Ma} \pm 1.01 \text{ Ma}$. Los resultados detallados se reflejan en la Fig. 33.

3.3.1.2. Datación del Batolito de El Río

La muestra analizada por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda proviene del Arroyo Grande, en la parte central del Batolito de El Río.

1. Tonalita-leucotonalita : (41MJ9134), Edad Plateau (Hbl): $91.9 \pm 2.0 \text{ Ma}$

La roca es una tonalita-leucotonalita de grano grueso, con hornblenda.

En lámina delgada, presenta una fábrica magmática plano-linear (Sm-Lm) con superposición subsólidos posterior. La textura es subequigranular de grano grueso, foliada y protomilonítica (matriz tectónica <20%) recristalizada dinámicamente. Está constituida por grandes prismas de hornblenda y de plagioclasa alongados paralelamente definiendo la fábrica magmática. El anfíbol es una hornblenda verde-marrón que forma prismas idiomorfos zonados y microfenocristales en la mesostasia, con pequeñas inclusiones de plagioclasa, cuarzo y opacos.

La edad plateau en hornblenda es de $91.9 \pm 2.0 \text{ Ma}$. Los resultados detallados se reflejan en la Fig. 34.

3.3.1.3. Dataciones de los Basaltos de Pelona-Pico Duarte

Dos muestras de basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte han sido analizadas por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total y en hornblenda.

1. Basalto de Pico del Yaque, (41MJ9026): Edad plateau (WR): $90.9 \pm 3.8 \text{ Ma}$

Se trata de basaltos masivos, vesiculares, afaníticos, aparentemente sin deformar. Alternan flujos vesiculares/amigdalares con flujos masivos a la escala decimétrica.

En lámina delgada, la roca representa una textura microporfídica vesicular. Se distinguen: fenocristales de clinopiroxeno y olivino y matriz de micro a criptocristalina.

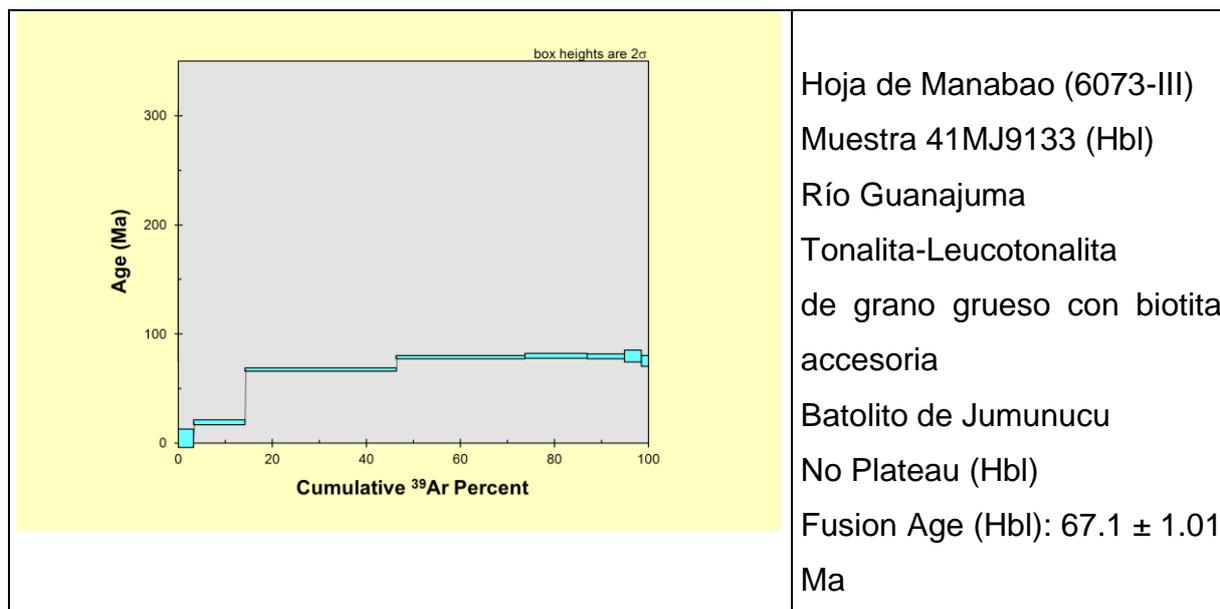
La edad plateau obtenida en roca total es de $90.9 \pm 3.8 \text{ Ma}$. Los resultados detallados se reflejan en la Fig. 35.

2. Basalto del Pico Duarte-Valle de Lilís (41MJ9034): Edad plateau (WR): $61.4 \pm 3.3 \text{ Ma}$;

Se trata de basaltos afaníticos, en sectores vesiculares y laminados, aparentemente sin deformar. Alternan flujos vesiculares con flujos más masivos a la escala decimétrica.

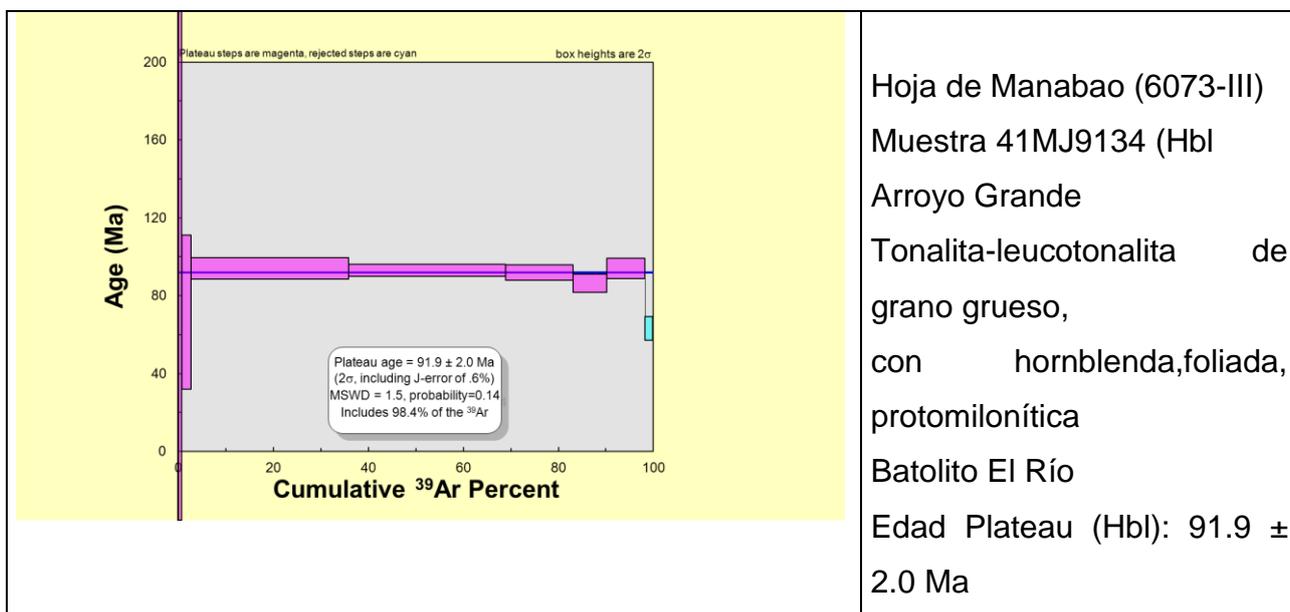
En lámina delgada, la roca presenta una textura fluidal afanítica. Está compuesta por un agregado de tamaño de grano muy fino de microfenocristales de ferromagnesianos, plagioclasas, pasta volcánica (?) y opacos. En el agregado se distinguen escasos microfenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y olivino magmáticos.

La edad plateau obtenida en roca total es de 61.4 ± 3.3 Ma. Los resultados detallados se reflejan en la Fig. 36



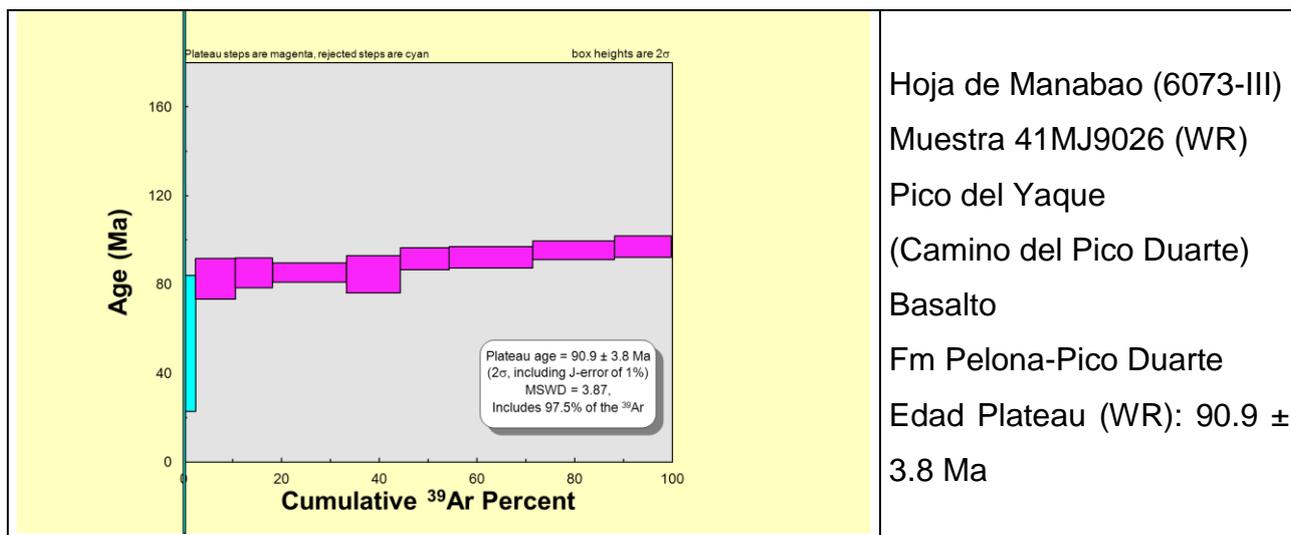
Information on Analysis										
41MJ9133 homblende										
Total fusion age	67,1	± 1,05	Ma							Plateau Age
										No plateau
Volumes are 1E-13 cm3 NPT										
Neutron flux monitors: 28.030 ± 0.084 Ma FCs (Renne et al., 1998); 1.38 ± 0.01 Ma ACR-2 (Schmitt et al., 2003)										
Isotope production ratios: (40Ar/39Ar)K=0.0302±0.00006, (37Ar/39Ar)Ca=1416.4±0.5, (36Ar/39Ar)Ca=0.3952±0.0004, Ca/K=1.83±0.01(37ArCa/39ArK).										
J = 0.0055480 ± 0.0000277										
12-janv-10										
										Normal Isochron
										Age = 82 13 Ma
										Initial ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar = 247 180
										MSWD = 47
Incremental Heating	40Ar(r)	39Ar(k)	Age ± 2σ	40Ar(r)	39Ar(k)	K/Ca ± 2σ				
		(%)	(Ma)	(%)	(%)					
2,00 W	0,003	0,03	190,52 ± 114,24	30,51	0,03	0,555 ± 0,362				
2,40 W	0,006	3,32	5,07 ± 8,60	3,94	3,28	1,365 ± 0,112				
2,80 W	0,080	14,33	19,57 ± 2,29	36,59	11,01	3,955 ± 0,243				
3,40 W	0,824	46,41	67,90 ± 1,39	71,94	32,07	1,263 ± 0,051				
3,80 W	0,824	73,71	79,53 ± 1,57	81,59	27,30	0,191 ± 0,007				
4,20 W	0,408	87,01	80,70 ± 2,09	83,01	13,30	0,110 ± 0,004				
5,00 W	0,240	94,90	80,13 ± 2,21	80,28	7,89	0,104 ± 0,004				
6,00 W	0,108	98,44	80,59 ± 5,40	66,80	3,53	0,065 ± 0,002				
7,00 W	0,045	100,00	75,83 ± 4,96	44,68	1,56	0,122 ± 0,005				
										Inverse Isochron
										Age = 78 16 Ma
										Initial ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar = 290 110
										MSWD = 47
Normal Isochron	39(k)/36(a) ± 2σ		(a+r)/36(a) ± 2σ		r.i.					
2,00 W	6,5 ± 2,0		425,3 ± 113,7		0,8507					
2,40 W	24,0 ± 1,7		307,6 ± 21,5		0,9781					
2,80 W	87,7 ± 5,6		467,5 ± 29,5		0,9027					
3,40 W	111,1 ± 5,3		1061,7 ± 49,7		0,9756					
3,80 W	164,4 ± 11,4		1627,4 ± 112,0		0,9834					
4,20 W	178,7 ± 16,3		1765,9 ± 159,9		0,9801					
5,00 W	149,6 ± 13,4		1517,2 ± 134,9		0,9825					
6,00 W	72,9 ± 9,5		894,4 ± 116,1		0,9864					
7,00 W	31,0 ± 1,7		534,9 ± 27,4		0,9300					
Inverse Isochron	(k)/40(a+r) ± 2σ		(a)/40(a+r) ± 2σ		r.i.					
2,00 W	0,015241 ± 0,002508		0,002351 ± 0,000629		0,0071					
2,40 W	0,077983 ± 0,001151		0,003251 ± 0,000227		0,0287					
2,80 W	0,187580 ± 0,005237		0,002139 ± 0,000135		0,2085					
3,40 W	0,104635 ± 0,001101		0,000942 ± 0,000044		0,0003					
3,80 W	0,100991 ± 0,001277		0,000614 ± 0,000042		0,0318					
4,20 W	0,101219 ± 0,001839		0,000566 ± 0,000051		0,0600					
5,00 W	0,098604 ± 0,001646		0,000659 ± 0,000059		0,0707					
6,00 W	0,081517 ± 0,001751		0,001118 ± 0,000145		0,0457					
7,00 W	0,057982 ± 0,001160		0,001869 ± 0,000096		0,0289					
Isotope Ratios	40(r)/39(k)	1σ	40(r+a)	1σ	40Ar/39Ar	1σ	37Ar/39Ar	1σ	36Ar/39Ar	
2,00 W	20,026263	6,32599	0,00852	0,00008	65,59861	5,39298	0,98309	0,32071	0,15446	
2,40 W	0,505992	0,42966	0,15689	0,00043	12,84985	0,09476	0,39990	0,01644	0,04179	
2,80 W	1,961692	0,11520	0,21866	0,00210	5,36075	0,07463	0,13803	0,00424	0,01145	
3,40 W	6,897143	0,07202	1,14188	0,00023	9,58431	0,05043	0,43231	0,00870	0,00913	
3,80 W	8,103884	0,08157	1,00706	0,00265	9,91205	0,06250	2,85205	0,05035	0,00692	
4,20 W	8,226331	0,10888	0,48960	0,00243	9,87511	0,08938	4,95639	0,09154	0,00704	
5,00 W	8,166377	0,11489	0,29809	0,00153	10,13407	0,08428	5,24943	0,09188	0,00821	
6,00 W	8,214355	0,28117	0,16147	0,00091	12,22495	0,13065	8,35795	0,15992	0,01609	
7,00 W	7,719524	0,25791	0,10046	0,00027	17,22261	0,17175	4,46453	0,09927	0,03344	

Fig. 33 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de una tonalita-leucotonalita del Batolito de Jumunuco (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9133 (Hbl): Lat:19.155519 ; Long: -70.751648)



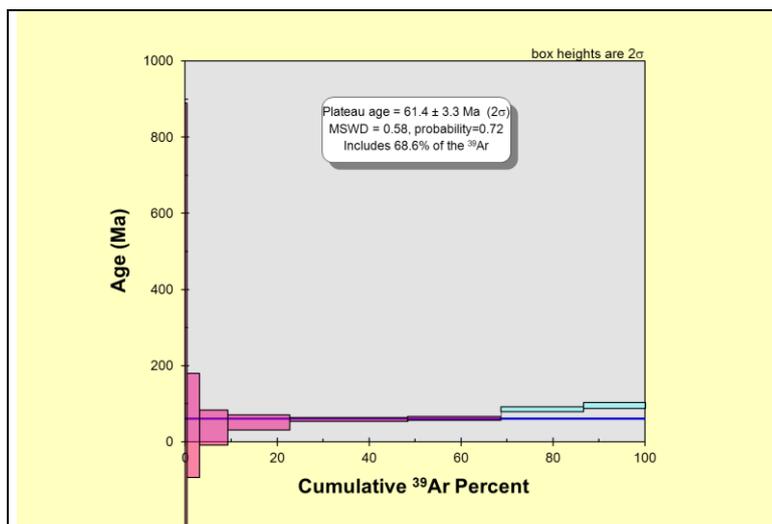
Power(%)	40Ar/39Ar	1σ	37Ar/39Ar	1σ	36Ar/39Ar	1σ	Ca/K	Cl/K	%40Ar atm	f 39Ar	40Ar*/39ArK	Age	2σ
2,00 W	1309,74	135,36	24,84	2,72	4,358	0,464	46,30		98,17	0,01	24,389	431,73 ± 1121,86	
2,40 W	1135,55	11,87	6,36	0,15	3,728	0,087	11,71		96,96	0,22	34,729	587,65 ± 667,72	
2,70 W	198,37	2,36	2,98	0,08	0,642	0,016	5,47		95,45	0,61	9,049	172,43 ± 148,21	
3,20 W	50,38	0,52	2,50	0,05	0,159	0,004	4,58		92,77	2,01	3,651	71,57 ± 39,57	
3,80 W	10,57	0,06	11,63	0,19	0,023	0,000	21,48		54,64	33,18	4,833	94,14 ± 5,52	
4,20 W	7,11	0,04	13,33	0,22	0,012	0,000	24,64		33,54	33,02	4,773	93,00 ± 3,26	
4,60 W	7,57	0,05	16,28	0,28	0,015	0,000	30,15		38,45	14,19	4,716	91,92 ± 3,90	
5,10 W	8,11	0,06	13,28	0,23	0,016	0,000	24,55		45,89	7,19	4,428	86,43 ± 4,58	
5,50 W	7,80	0,06	15,39	0,26	0,015	0,000	28,50		38,84	7,99	4,825	93,98 ± 5,11	
6,00 W	5,60	0,07	11,48	0,21	0,011	0,000	21,19		43,12	1,56	3,210	63,07 ± 6,08	
Total/Average	7,834	0,022	4,713	0,039	0,0148	0,0002				100,00	4,576	90,47	
J = 0.0110567 ± 0.0000553		Volume 39ArK = 0.642		Integrated Date = 93.76 ± 3.37		Ma							
Plateau Age = 91.9 ± 2.0 Ma		(2s, including J-error of .3%)		MSWD = 1.5, probability = 0.14		90.4% of the 39Ar, steps 1 through 9							
Inverse isochron (correlation age) results, plateau steps: Model 1 Solution (±95%-conf.) on 6 points Age = 90.9 ± 2.4 Ma													
40/36 intercept: 299.0 ± 6.6 MSWD = 1.5, Probability = 0.16 (at J=0.0110567±.3% 2s)													

Fig. 34 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de una tonalita del Batolito El Río (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9134 (WR): Lat:19.033409 ; Long: -70.780738)



Power(%)	40Ar/39Ar	1σ	37Ar/39Ar	1σ	36Ar/39Ar	1σ	Ca/K	Cl/K	%40Ar atm	f 39Ar	40Ar*/39ArK Age	2s
2,00 W	90,30	3,87	4,17	0,25	0,288	0,024	7,67		93,82	0,39	5,601	55,27 ± 122,04
2,30 W	37,75	0,51	5,60	0,17	0,111	0,005	10,30		85,69	2,08	5,424	53,56 ± 30,68
2,70 W	20,28	0,21	6,12	0,12	0,042	0,002	11,27		58,61	8,24	8,433	82,59 ± 9,22
3,00 W	13,89	0,15	6,04	0,12	0,019	0,001	11,11		37,62	7,67	8,704	85,18 ± 6,76
3,40 W	13,61	0,13	9,29	0,17	0,019	0,001	17,13		36,31	15,08	8,728	85,42 ± 4,26
3,80 W	16,55	0,12	6,15	0,11	0,028	0,001	11,32		47,98	10,98	8,646	84,63 ± 8,40
4,20 W	14,82	0,09	7,08	0,12	0,020	0,001	13,04		37,09	10,01	9,371	91,55 ± 4,96
5,00 W	14,63	0,09	6,62	0,11	0,019	0,001	12,17		35,77	17,13	9,442	92,22 ± 4,92
6,00 W	15,10	0,09	5,12	0,09	0,019	0,001	9,40		35,42	16,71	9,790	95,54 ± 4,20
7,00 W	16,73	0,11	8,52	0,15	0,025	0,001	15,69		40,84	11,71	9,955	97,10 ± 4,73
Total/Averag	15,440	0,039	6,356	0,040	0,0221	0,0003				100,00	9,288	0,098
J = 0.0055415 ± 0.0000277		Volume 39Ar		0,147	Integrated De		89,15 ± 2,29	Ma				
Plateau Age = 90.9 ± 3.8 Ma		(2s, including J-error of .3% MSWD = 3.8, probability = 0.05		97.5% of the 39Ar, steps 3 through 10								
Inverse isochron (correlation age) results, plateau steps: Model 1 Solution (±95%-conf.) on 10 p(Age = 94.3 ± 6.6 Ma												
40/36 intercept: 271 ± 22 MSWD = 3.9, Probability = 0.0001 (at J=0.0055415±.3% 2s)												

Fig. 35 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de un basalto de la Fm Pelona-Pico Duarte; Pico del Yaque-Valle del Tetero, Camino del Pico Duarte (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9026 (WR): Lat:19.032776 ; Long: -70.936396)



Hoja de Manabao (6073-III)
Muestra 41MJ9034 (WR)
Pico Duarte-Valle de Lilís
Basalto
Fm Pelona-Pico Duarte
Edad Plateau (WR): 61.4 ± 3.3 Ma

Power(%)	40Ar/39Ar	1σ	37Ar/39Ar	1σ	36Ar/39Ar	1σ	Ca/K	Cl/K	%40Ar atm	f 39Ar	40Ar*/39ArK	Age	2σ
2.00 W	2062.35	168.03	6.54	0.88	7.110	0.616	12.03		101.84	0.05	38.150	-429.32 ± 1580.53	
2.20 W	1479.57	29.74	8.52	0.35	4.910	0.148	15.70		98.02	0.29	29.448	273.26 ± 563.74	
2.60 W	322.82	2.68	11.65	0.26	1.081	0.025	21.51		98.66	2.82	4.357	43.12 ± 137.91	
3.00 W	111.86	0.72	11.74	0.21	0.369	0.008	21.69		96.51	6.09	3.932	38.96 ± 45.76	
3.40 W	49.76	0.33	8.87	0.16	0.153	0.003	16.35		89.39	13.47	5.311	52.43 ± 19.41	
3.80 W	17.12	0.10	7.97	0.14	0.039	0.001	14.68		64.20	25.62	6.164	60.72 ± 5.04	
4.40 W	15.20	0.12	9.75	0.17	0.033	0.001	17.97		58.31	20.27	6.379	62.79 ± 4.59	
5.40 W	19.65	0.13	25.98	0.45	0.044	0.001	48.47		55.13	17.98	8.979	87.78 ± 6.21	
6.80 W	23.92	0.14	36.55	0.62	0.058	0.001	68.71		59.37	13.40	9.976	97.27 ± 7.60	
Total/Average	20.181	0.059	10.198	0.074	0.0437	0.0005				100.00	7.233	0.142	
J = 0.0055396 ± 0.0000277		Volume 39ArK = 0.149		Integrated Date = 68,5140183 ± 6.16		Ma							
Plateau Age = 61.4 ± 3.3 Ma		(2s, including J-error of .3%)		MSWD = 0.58, probability=0.72		68.6% of the 39Ar, steps 1 through 7							
Inverse isochron (correlation age) results, plateau steps: Model 1 Solution (±95%-conf.) on 7 points								Age = 62.6 ± 4.1 Ma					
40/36 intercept: 292.5 ± 6.4 MSWD = 0.51, Probability = 0.77 (at J=0.0055396±.3% 2s)													

Fig. 36 Resultados de la datación por el método Ar-Ar en roca total de un basalto de la Fm Pelona-Pico Duarte; Pico Duarte-Valle de Lilís (Hoja de Manabao) (muestra 41MJ9034 (WR): Lat:19.027318 ; Long: -70.995829)

4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

4.1. Macroestructura regional

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. 40; Escuder-Viruet et al., 2008): La Meseta, Río Guanajuma, Hato Viejo y Bona-La Guácara. Estas zonas de falla limitan tres dominios corticales o bloques tectónicos, denominados: Jicomé, Jarabacoa y Bona. Tanto a lo largo de las zonas de falla de gran escala como en el interior de los bloques limitados, 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-Bella Vista y Arroyo Caña, principalmente en el intervalo Coniacense- Santoniense (90-84 Ma; Escuder Viruete et al., 2006).

La Hoja de Manabao queda incluida exclusivamente en el dominio de Jarabacoa (Fig. 37, Fig. 39, Fig. 40 y Tabla 2). El bloque 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. 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. 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 Bella 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 Bona-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.

Consideradas en conjunto, 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 Bona-La Guácara, que particionan la deformación y con las que cartográficamente conectan.

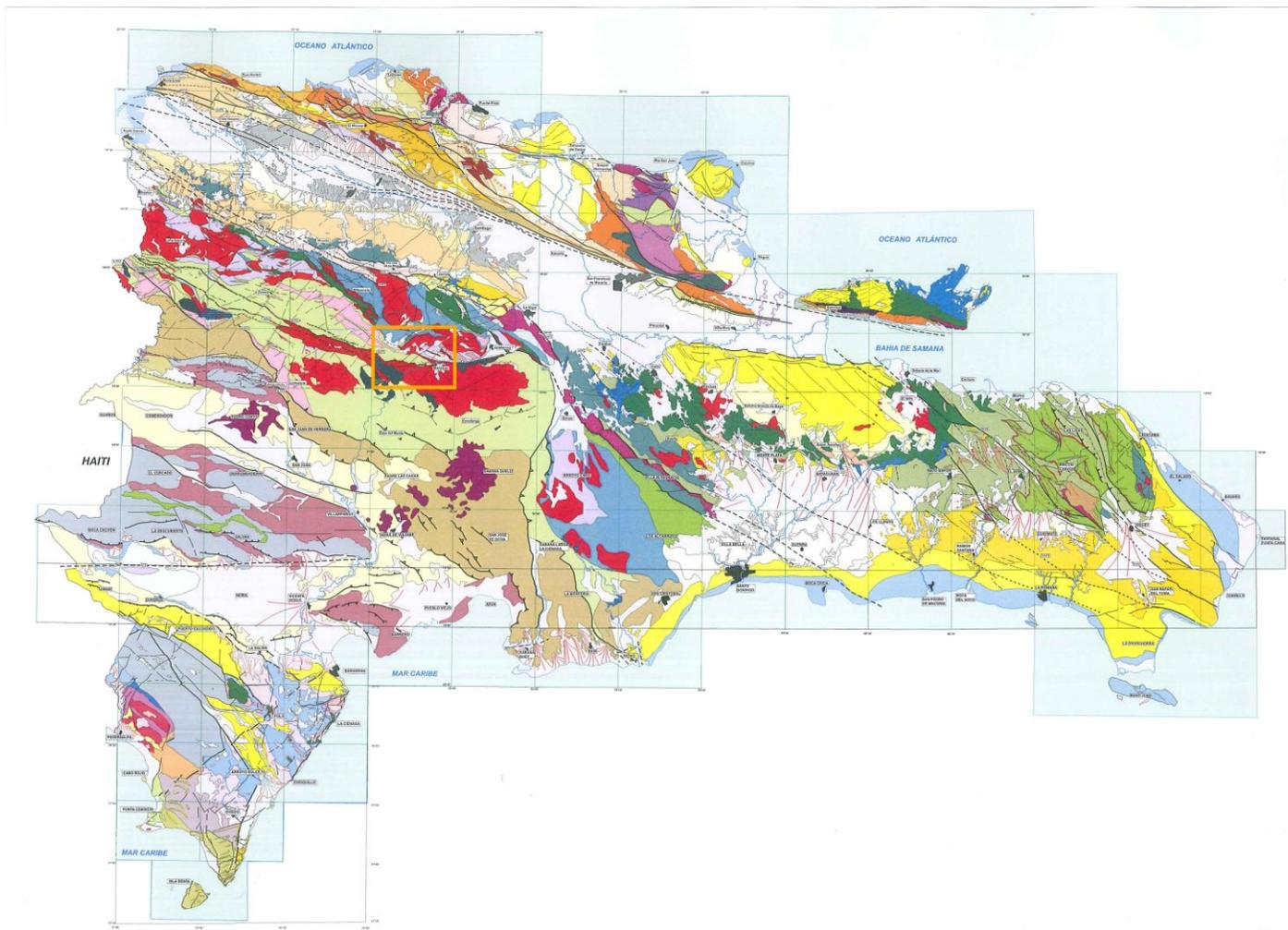


Fig. 37: Síntesis geológico-estructural de la República dominicana con la ubicación de la Hoja de Manabao

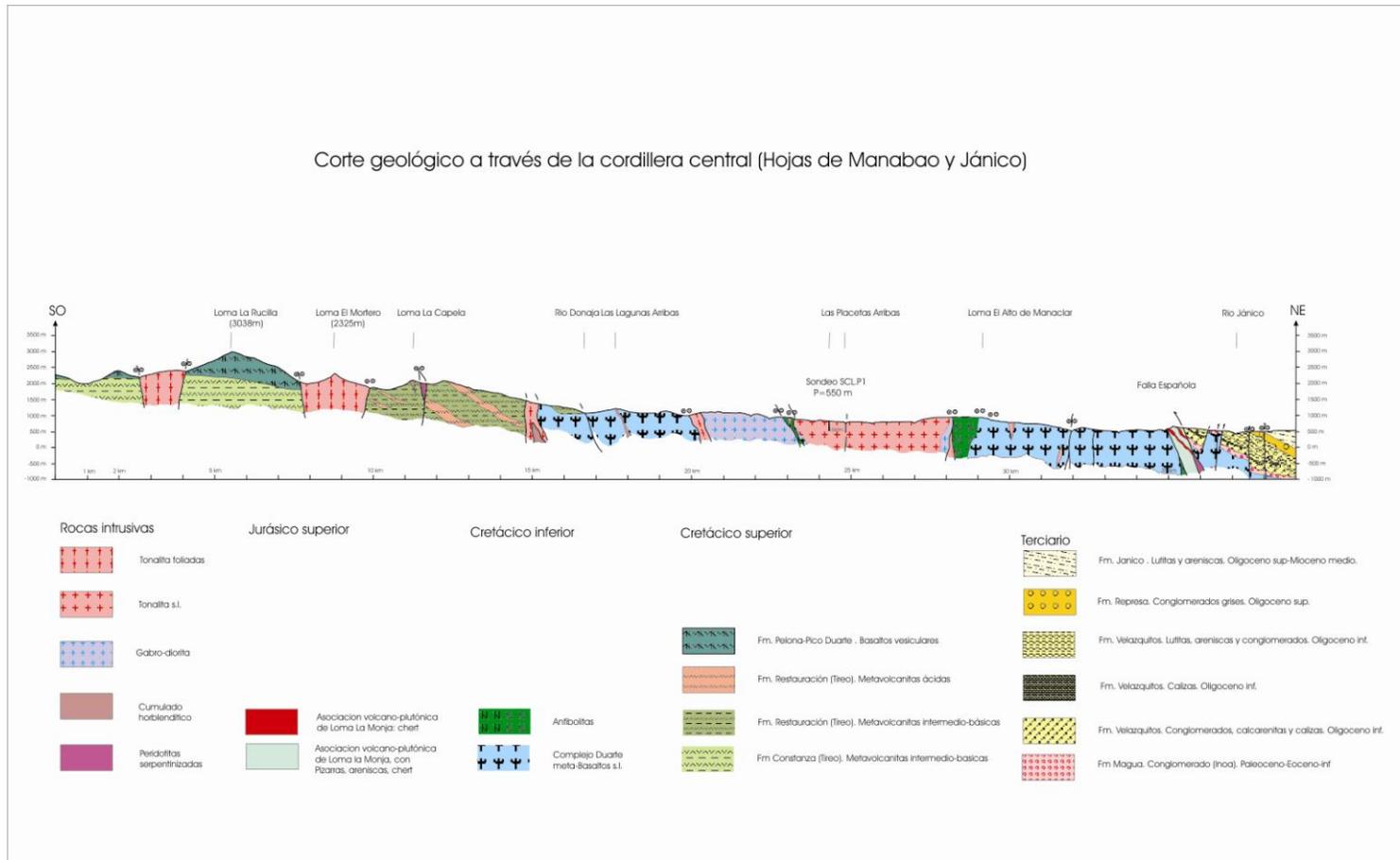


Fig. 38: Corte geológico a través de la Cordillera Central (Hojas Manabao-Jánico)

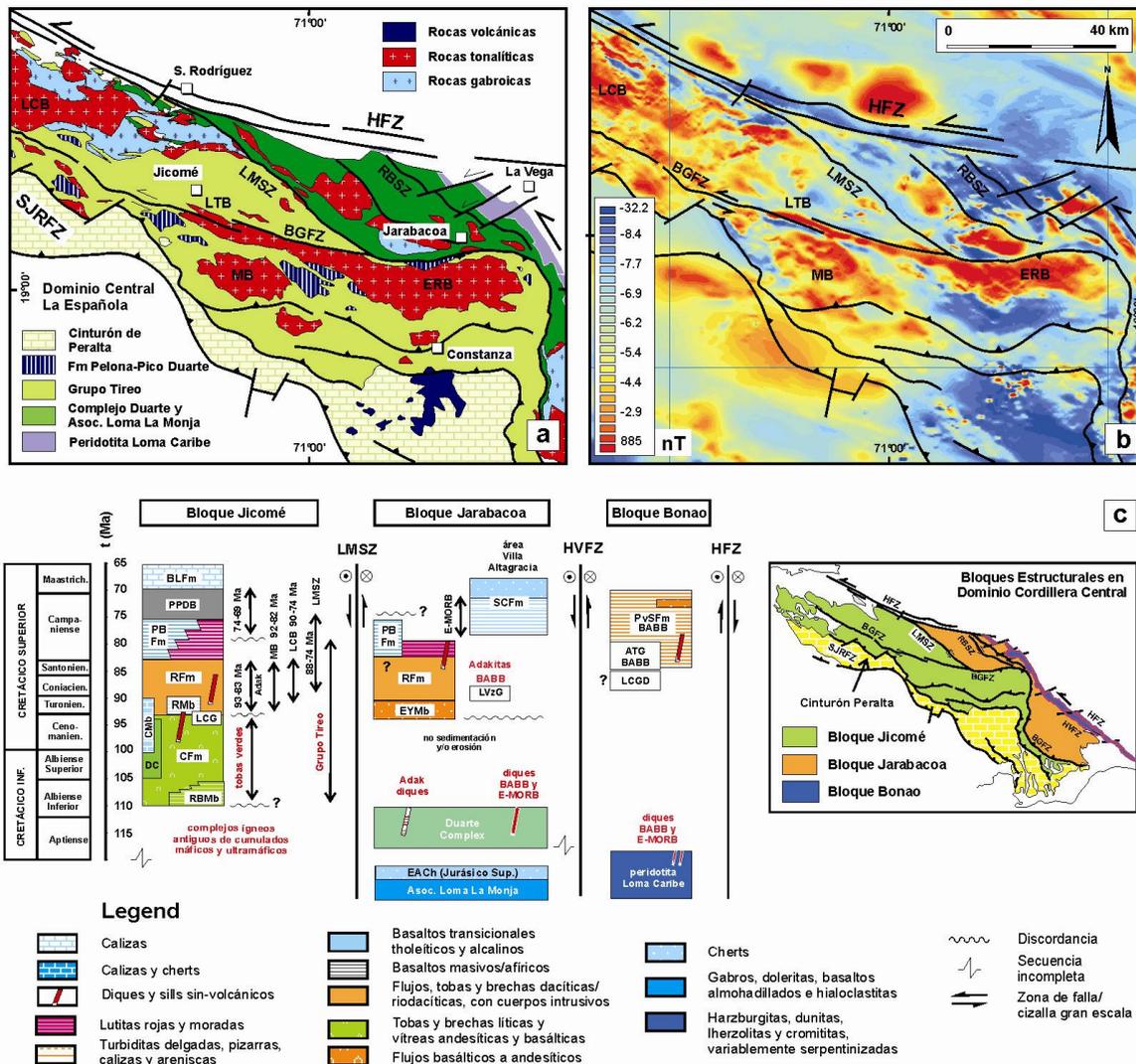


Fig. 39: (a) Mapa geológico esquemático de la Cordillera Central; (b) Mapa magnético esquemático de la Cordillera Central con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras; (c) Secuencia tectonomagmática esquemática de los bloques estructurales del Dominio de la Cordillera Central. 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, adakititas; 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 (HFZ).

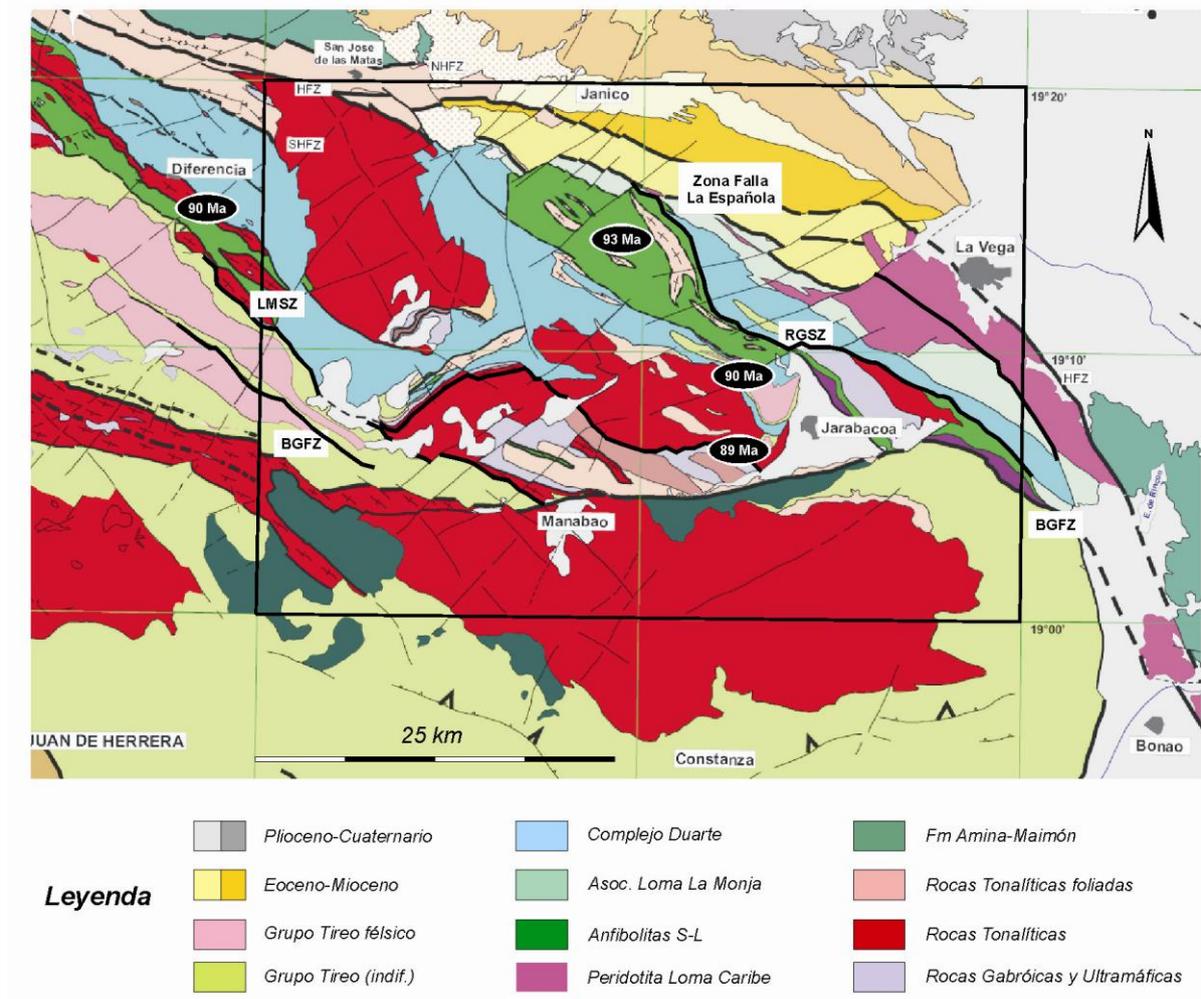


Fig. 40: Mapa geológico esquemático de la Hoja E. 1:100.000 de La Vega con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras, así como algunas de las edades geocronológicas para ellas obtenidas. Abreviaciones como en la figura anterior

<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 Velazquitos
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	
D1m	Fm Amina-Maimón	Fábrica plano-linear Spm-Lpm. Porfirocl. y pliegues asimétricos	Deformación no-coaxial sin-metamórfica, posiblemente retrógrada	M1m, esquistos verdes baja-T	Post-Aptiense, pre-Eoceno?
D2	C. Duarte y G. Tireo	Esquistosidad de crenulación Sp+1 y Lp+1	Desarrollo zonas charnela y local	M2, esquistos verdes baja-T	
		Antiformes y sinformes regionales tardíos	Estructuras menores. Fracturación	Pliegan Sp, contactos e isogradas M1. Sin blastesis.	
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
Tabla 2: Eventos estructurales en la Cordillera Central, sector La Vega-Jarabacoa					

4.2. Mesoestructuras e Historia Deformativa

Para obtener la historia deformativa del dominio de la Cordillera Central en el que se encuadra la Hoja de Manabao se realizaron estudios estructurales a la mesoescala. Estos estudios se realizaron tanto en las zonas de contacto como en el interior de las unidades e intrusiones que constituyen el complejo metamórfico. 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).

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-frágil D3, y los frágiles D4 y D5 tardíos. Estos eventos deformativos son definidos y descritos en la Tabla 2.

4.2.1. 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 antiformes y sinformes 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, 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.

4.2.2. Intrusiones contemporáneas con D1

En la Hoja de Manabao y la colindante de Jarabacoa, los batolitos gabro-tonalíticos de Jumunucu, Buena Vista y Loma del Tambor, así como un conjunto de láminas de leucotonalitas con hornblenda foliadas, intruyen a lo largo de la zona de cizalla de La Meseta y ramas asociadas. 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

las 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.

4.2.3. Deformación D2

La deformación D2 es espacialmente muy heterogénea, 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 los estereogramas, 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.

4.2.4. Deformación D3 e intrusión magmas máficos

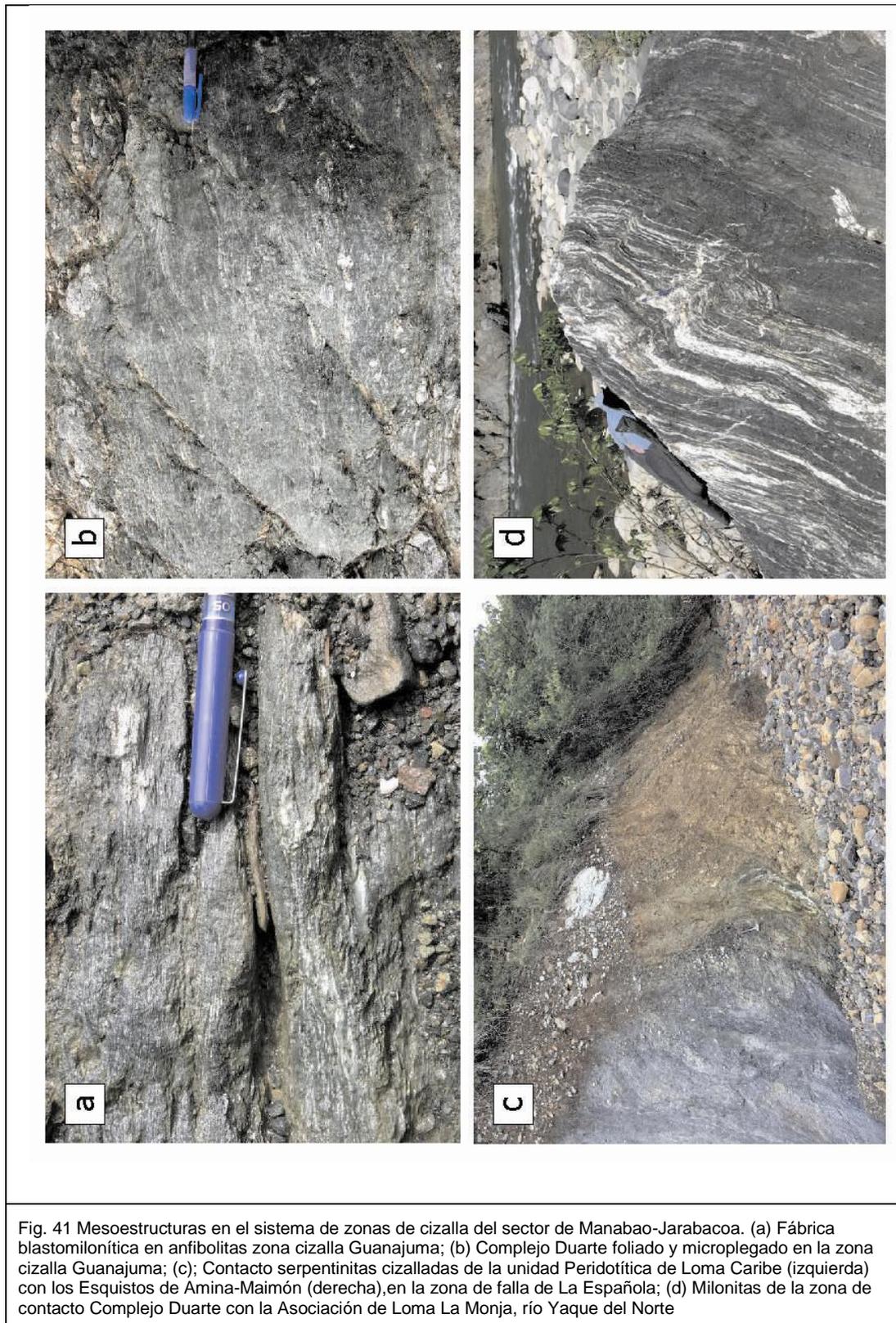
La deformación D3 es dúctil-frágil a frágil y consiste en la intrusión de un conjunto de diques máficos de características geoquímicas OIB, geoquímicamente similares a la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte. Los diques máficos intruyen a favor de planos y concordantemente en zonas de cizalla subverticales senestras de dirección NO-SE a ONO-ESE.

4.2.5. Deformación D4. Zona de Falla de La Española

La Zona de Falla de La Española, situada al Norte de la Hoja de Manabao (en la hoja colindante de Jánic), produce un corredor de deformación dúctil-frágil y esencialmente frágil D4, de espesor entre 1 y 3 km. 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.

4.2.6. Deformación D5.

La estructura frágil general de la Hoja de Manabao 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. Las fallas de este episodio deformativo rejuegan subparalelamente y cortan oblicuamente a las fábricas cataclásticas foliadas desarrolladas en la Zona de Falla de La Española.



4.3. 4.3. Metamorfismo

En la Hoja de Manabao, las rocas del conjunto 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 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, prenhita y pumpellita en litologías máficas, y caolinita, clorita, illita e interestratificados illita-esmectita en metapelitas, que indican condiciones metamórficas propias de la facies de prenhita-pumpellita. La alteración hidrotermal alcanzó las condiciones de la facies de los esquistos verdes inferior, como atestiguan la formación en gabros y metasedimentos volcanoclásticos de albita, clorita, epidota y actinolita.

La blastesis dinamotérmica polifásica que afecta al basamento plutono-metamórfico del dominio de la Cordillera central gradúa en edad desde el Cenomanense hasta el Campaniense. La intensidad del metamorfismo alcanzada por cada unidad cartográfica y sus relaciones con la deformación están recogidas en la Tabla 2.

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 prenhita-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.

4.4. Estructura de la Hoja de Manabao

En la Hoja de Manabao solo afloran materiales pertenecientes al Dominio Cordillera Central.

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

La Falla regional de Bonao-La Guacara separa la Hoja de Manabao en dos mitades:

- al Norte, el Subdominio Central, constituido por rocas del C. Duarte y de la Fm. Restauración (Grupo Tireo) afectadas por las intrusiones del batolito de Jumunucu y la terminación Sur del batolito de El Bao.
- al Sur, el Subdominio Meridional, comprende la Fm Constanza (Grupo Tireo) intruida por el batolito de El Río, limitado al Norte por las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor que jalonan la falla regional de Bonao-La Guacara y al Sur por las tonalitas foliadas de la Compartición.

4.4.1. Descripción del mapa y de los cortes geológicos

En el mapa y en los cortes geológicos, se distinguen ocho sectores bien diferenciados, con orientaciones regionales NO-SE, EO y SO-NE, que son, de Norte a Sur:

- **El Complejo Duarte (Dominio Cordillera Central) (cortes I-I' y II-II)**

Los metabasaltos del C. Duarte presentan una deformación interna muy heterogénea, con un gradiente de la deformación y del metamorfismo, desde la facies esquistos verdes hasta la facies anfibolitas de las bandas blastomiloníticas de La Meseta. Toda esta banda de metabasaltos, de 3 a 5 km de anchura, está fuertemente deformada por la zona de cizalla que separa los batolitos de El Bao y de Jumunucu. Las direcciones de la foliación se paralelizan con la banda blastomilonítica NO-SE de La Meseta, en el canto NO de la Hoja, pasando a EO en el sector de Jumunucu y SO-NE en el tramo de Las Lagunas-Franco Bidó. La foliación buza de 45 a 70° tanto al Sur como al Norte, y se verticaliza al contacto de las blastomilonitas del tramo Las Lagunas-Franco Bidó.

- **La banda blastomilonítica con cumulos, gabro-dioritas, tonalitas foliadas y anfibolitas de La Lagunas-Franco Bidó (Dominio Cordillera Central) (cortes I-I' y II-II')**

Esta banda SO-NE de deformación dúctil, asociando cumulos, gabrodioritas, tonalitas foliadas y anfibolitas, separa la Fm. Restauración, al Sur, del C. Duarte, al Norte, y deforma también el borde NO del batolito de Jumunucu. Se trata de un tramo de la zona blastomilonítica regional de La Meseta, que moldea aquí el batolito de Jumunucu. La banda de máximo aplastamiento tiene una anchura de 1 a 4 km. La foliación es subvertical y la lineación de estiramiento corresponde a un desgarramiento senestro con un componente poco claro, normal o inverso ?).

- **El batolito de Jumunucu (Subdominio central de la Cordillera Central) (cortes II-II' y III-III')**

El borde NO del batolito de Jumunucu, limitado por la zona de cizalla SO-NE de La Meseta, intruye el C. Duarte y la Fm Restauración.

El borde SO del batolito intruye la Fm Restauración, pero los contactos son también tectónicos, subrayados localmente por tonalitas muy foliadas.

Al Sur, el batolito, muy deformado, con bandas foliadas de dirección NO-SE de cumulos, gabro-dioritas, tonalitas y localmente anfibolitas, está limitado por la falla EO de Bonao-La Guacara.

- **La Fm. Restauración del Grupo Tireo (Subdominio central de la Cordillera Central) (corte I-I' y II-II').**

La Fm. Restauración (Grupo Tireo), muy desarrollada en las hojas vecinas de Lamedero y Diferencia, se acuña en la hoja de Manabao contra el batolito de Jumunucu y la banda blastomilonítica de La Meseta al NO del batolito y la falla regional La Guácara-Bonao al SO del batolito. La serie suavemente ondulada buza globalmente de 40 a 60° hacia el Norte.

Las rocas son medianamente deformadas y metamorfizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes. El máximo de la deformación se observa al contacto con las blastomilonitas de La Meseta y la Falla de La Guácara-Bonao. Otras zonas de cizallas paralelas NO-SE, localmente subrayadas por peridotitas serpentinizadas (Loma El Alto Capela), afectan la Fm Restauración.

- **Las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (Subdominio meridional de la Cordillera Central) (corte I-I')**

Las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (en la Hoja vecina de Diferencia) jalonan el borde Sur de la Falla de La Guácara-Bonao y se dividen en la Hoja de Manabao en dos ramos que moldean la parte Oeste del batolito de El Río.

El ramo Norte, de 0,5 a 2 km de anchura, con una foliación NO-SE a ONO-ESE, corresponde al borde norte del batolito de El Río limitado por la falla de La Guácara-Bonao de dirección EO.

El ramo Sur, de 0,3 a 2 km de anchura, en parte cubierto por los basaltos Pelona Pico Duarte; corresponde a las tonalitas foliadas de la Compartición con una foliación NO-SE.

Las tonalitas foliadas presentan una deformación plano lineal de tipo blastomilonítico, con una foliación subvertical y una lineación de estiramiento subhorizontal.

- **El batolito de El Río (Subdominio meridional de la Cordillera Central) (corte I-I', II-II' y III-III')**

La parte NO del batolito de El Río, ocupa la mayor parte del Sur de la Hoja de Manabao. Intruye la Fm. Constanza al SO de la Hoja, donde está en parte cubierto por los basaltos Pelona-Pico Duarte.

El batolito presenta una estructura interna con fábricas magmáticas y tectónicas que caracterizan su modo de emplazamiento. Al NO el batolito está progresivamente muy foliado hasta las blastomilonitas de la Loma de Tambor.

En la imagen aeromagnética reducida al polo (Fig. 10), el borde Norte del batolito y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor aparecen mucho más magnéticos que el borde SO, donde el contacto con las tonalitas foliadas de la Compartición está tapado por los basaltos Pelona-Pico-Duarte. Curiosamente estas tonalitas foliadas de La Compartición presentan un magnetismo débil.

- **La Fm. Constanza del Grupo Tireo (Subdominio meridional de la Cordillera Central) (cortes I-I', II-II' y III-III').**

La Fm. Constanza (Grupo Tireo) ocupa la esquina SO de la Hoja de Manabao con una serie suavemente ondulada y buzando globalmente de 30° al norte, con zonas de cizallas que complican las estructuras aparentemente sencillas. Las rocas son poco deformadas a fuertemente deformadas y metamorizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes.

- **Los basaltos Pelona-Pico Duarte (Subdominio meridional de la Cordillera Central) (corte I-I' y II-II')**

Los Basaltos vesiculares de Pelona-Pico Duarte cubren una parte de la Fm Constanza y del batolito de El Río en la esquina SO de la Hoja. Las coladas son subhorizontales (hasta 20°N) y discordantes sobre los materiales anteriores.

En el valle de Yaque del Norte, al borde Este de la Hoja aflora un pequeño tramo de basaltos Pelona-Pico Duarte, afectado por la falla La Guácara-Bonao. Estos basaltos se desarrollan en la Hoja colindante de Jarabacoa.

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

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

4.4.2. Dominio Cordillera Central

4.4.2.1. Fábricas y estructuras del C. Duarte (Zona Norte de la Hoja de Manabao)

Las rocas del C. Duarte, que moldean la terminación Sur del batolito de El Bao y el borde NO del batolito de Jumunuco, presentan un gradiente de aumento en la deformación y el metamorfismo general, pasando desde rocas volcánicas en facies esquistos verdes hasta anfibolitas de fábrica plano-linear de características blastomiloníticas adyacentes a la zona de cizalla regional de: Manacla-Diferencia-Mata Grande con dirección NO-SE pasando a EO y SO-NE en el tramo Las Lagunas-Franco Bidó. La foliación buza de 45° a 75° tanto al Sur como al Norte.

Las intrusiones de los batolitos han desarrollado también en sus entornos pequeñas aureolas de rocas corneanizadas básicas de grano fino y masivas, frecuentes también como enclaves y “*roof pendants*” dentro de los granitoides. La descripción del C. Duarte que sigue a continuación recoge las variaciones petrográficas que aparecen siguiendo este gradiente.

4.4.2.1.1. Esquistos Verdes del C. Duarte

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

Conforme aumenta la deformación y el metamorfismo asociados al desarrollo de la zona de cizalla, se forman esquistos verdes filoníticos con actinolita-epidota-clorita. Se trata de rocas de grano fino a medio, con una penetrativa fábrica anastomosada planar o plano linear (Sp-Lp), definida por la alternancia de lentejones milimétricos claros y capas milimétricas verdes oscuras. Las texturas gradúan con la deformación desde granolepidoblásticas y nematoblásticas foliadas a filoníticas.

En los esquistos verdes máficos la fábrica planar está definida por el alineamiento de los nematoblastos de actinolita y los lepidoblastos de clorita y mica blanca, junto con la elongación de lentejones de albita, cuarzo y agregados de epidota, frecuentemente producto del cizallamiento y estiramiento de venas de segregación sin-Sp. La deformación fue no-coaxial como indica la fábrica interna asimétrica en los agregados policristalinos de cuarzo (“*ribbons*”) y el carácter compuesto en dos familias de planos de la Sp, dispuestos un

pequeño ángulo y marcados por el alargamiento de microprismas de actinolita (fábrica S-C). Sin embargo, frecuentemente se superpone una recristalización estática tardi-cinemática, que poligoniza el agregado cuarzo-plagioclásico y restaura tanto al anfíbol como a las micas. La dirección general de la foliación se paraleliza con la zona de cizalla, operando una virgación de N150°E al borde NO de la Hoja, a EO en Jumunucu, SO-NE entre Las Placetas-El Cerrazo y EO en la Loma Cerro Prieto.

4.4.2.2. Estructuras del Grupo Tireo

El Grupo Tireo está representado en la Hoja de Manabao por la Fm Constanza (Mb inferior) ubicado al Sur de la falla regional de La Guácara-Bonao, y por la Fm Restauración (Mb superior) al Norte de la Falla.

4.4.2.2.1. Estructuras de la Fm Constanza

En la esquina SO de la Hoja, la Fm Constanza, en gran parte cubierta discordantemente por los basaltos subhorizontales Pelona-Pico Duarte, está intruida por el batolito de El Río. Las zonas de contactos se pueden ver, aunque no el contacto mismo (relieve fuerte y vegetación densa), en el camino de acceso al Pico Duarte y en el camino del Pico del Yaque al valle del Tetero.

Las raras observaciones sugieren una serie monoclinial buzando suavemente de 20-30° hacia el Norte. Las rocas son poco deformadas a fuertemente deformadas y metamorfizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes.

La serie de lavas y brechas andesíticas está afectada por las tonalitas foliadas de la Compartición que limitan el borde SO del Batolito El Río y empalman hacia el NO con las tonalitas blastomiloníticas de la Loma del tambor.

4.4.2.2.2. Estructuras de la Fm Restauración

En el NO de la Hoja, la serie volcanosedimentaria de la Fm Restauración presenta una dirección NO-SE y un buzamiento general de 40° hacia el NE. Está intruida por la terminación oeste del batolito de El Río y limitada al Sur por la falla regional de La Guacara-Bonao. Al Norte, los contactos con el C. Duarte y el batolito de El Río son tectónicos y corresponden a la zona de cizalla NO-SE de La Meseta, que envuelve el batolito de Jumunucu.

4.4.2.3. Fábricas y estructuras de las anfibolitas e intrusivos muy foliados

4.4.2.3.1.1. Anfibolitas blastomiloníticas

Las anfibolitas se observan en el borde NO del batolito de Jumunucu y al interior del batolito cerca del contacto Sur.

Al NO del batolito de Jumunucu (Loma El Peñón, Ctra. Donajá-Loma El Río) en la banda blastomilonítica de La Meseta, las anfibolitas forman dos lentejones de dirección SE-NO, de 200 a 400 m de ancho y 1 km de largo. Los mejores afloramientos se encuentran en la Ctra. Donajá-Loma El Río.

Los metabasaltos del C. Duarte están anfibolitizados dentro de la zona de cizalla, a proximidad del contacto con el batolito. Las anfibolitas están asociadas a tonalitas y leucotalitas muy foliadas. La foliación es globalmente N45°E-40 a 80°NO los ejes de pliegues, dcm a m, N45°E-75°NE.

Al contacto con los intrusivos, las anfibolitas están corneizadas y presentan un aspecto gnéisico. Se intercalan venas y boudines de cumulado, gabrodioritas tonalitas y leucotalitas con hornblenda, variablemente cizalladas y rotadas hasta el paralelismo con la fábrica planar.

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

Al interior del batolito de Jumunucu, cerca del contacto Sur (Alto Serapio), las anfibolitas forman una banda subrayada por un resalto de la topografía, con dirección N110°E-50°NE, de 350 m de ancho y 4 km de largo. Se trata de la anfibolitización de los cumulados y gabrodioritas en esta zona de cizalla que afecta principalmente los términos más precoces del borde Sur del batolito.



Foto 96: Anfibolitas y tonalitas foliadas; zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó Ctra. Donajá-Loma de Los Ríos; Loma El Peñón (41MJ9544_1); Lat: 19,152907; Long: -70,888733



Foto 97: Anfibolitas y tonalitas foliadas; zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó Ctra. Donajá-Loma de Los Ríos; Loma El Peñón (41MJ9544_2); Lat: 19,152907; Long: -70,888733



Foto 98: Tonalitas muy foliadas en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla Las Lagunas-Franco Bidó (Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9163_1); Lat: 19,152801; Long: -70,88868

La facies típica corresponde a rocas anfibólicas y cuarzo-anfibólicas de color verde-azul oscuro y grano fino a fino-medio, que han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) de características miloníticas como consecuencia de una intensa deformación dúctil y el metamorfismo regional. Las texturas son granonematoblásticas y lepidoblásticas bandeadas blastomiloníticas, frecuentemente afectadas por una recristalización estática tardicinemática. La asociación mineral sin-Sp es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). La fábrica plano-linear principal (Sp-Lp) está definida por una alternancia milimétrica de capas claras cuarzo-plagioclásicas y verdes ricas en nematoblastos de anfíbol y escasos agregados de epidota. Los anfíboles están a menudo boudinados perpendicularmente a la Lp. El cuarzo aparece muy abundante en algunas de las capas y podría derivarse de venas de cuarzo segregadas o intrusiones tonalíticas sin-Sp,

que han sido completamente cizalladas y recristalizadas hasta el paralelismo con la Sp. La deformación fue no-coaxial como indica la asimetría de sombras de presión en torno a porfiroblastos de plagioclasa y epidota y la de la fábrica interna en los agregados policristalinos de cuarzo. Los prismas de hornblenda se disponen en algunas rocas definiendo una fábrica S-C formada en condiciones de la facies anfibolita.

4.4.2.3.1.2. Los intrusivos muy foliados de la Hoja de Manabao

Los intrusivos muy foliados se encuentran en las bandas blastomiloníticas que moldean los batolitos de Jumunucu y de El Río, separados por la falla regional de la Guácara-Bonao.

En el borde NO del batolito de Jumunucu, la banda blastomilonítica de Las Placetas-Franco-Bidó presenta una anchura de 1 a 3 km incluyendo el borde foliado del batolito y la zona externa con metabasaltos y anfibolitas intercaladas con lentejones o bandas de cumulos, gabrodioritas, tonalitas y leucotalitas muy foliados. El borde foliado del batolito aparece también diferenciado con lentejones de cumulos, bandas de gabro-dioritas y tonalitas

El conjunto intrusivo, globalmente concordante con las anfibolitas, presenta una intensa fábrica S1 sub-solidus, planar y plano-linear, de dirección SO-NE con buzamiento medio a fuerte al NO.

En las zonas más deformadas la foliación S1 está también definida por el alineamiento y aplastamiento de los enclaves inmersos en las tonalitas foliadas, así como por el paralelismo de venas y diques concordantes de leucotalitas con hornblenda y de las aplitas más diferenciadas. La lineación de estiramiento, subrayada por la elongación de los enclaves es SO-NE, con buzamiento medio al NE.

Las fábricas deformativas en las tonalitas con hornblenda \pm biotita suelen estar subparalelas a las magmáticas y se interpretan como registrando el mismo episodio deformativo, pero ya bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya se había solidificado (ver fábricas deformativas del batolito de Jumunucu).

El borde Sur del batolito de Jumunucu presenta también bandas de cumulos, gabrodioritas y tonalitas muy foliadas (Foto 99) de 0,5-1km de ancho, que alternan con leucotalitas hornbléndicas de grano grueso más tardías y menos deformadas.

El conjunto de dirección general N110°E-50 a 80°NE, está cortado oblicuamente por la falla regional EO subvertical de La Guácara-Bonao.

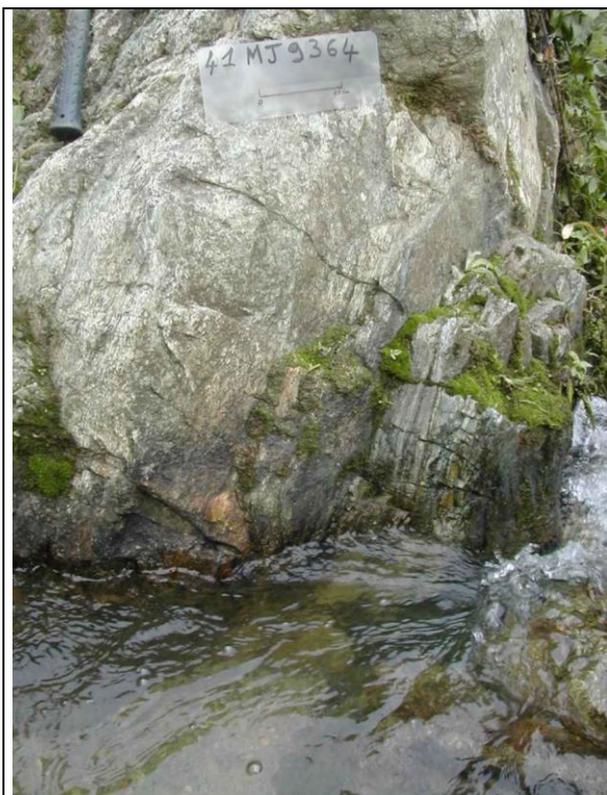


Foto 99: Tonalitas foliadas del borde SO del batolito de Jumunucu, cortadas por la falla regional La Guácara-Bonao.; Río Yaque del Norte, Mata de Limón (41MJ964_1); Lat: 19,0722283; Long: -70,813758

El batolito de El Río, situado al Sur de la falla La Guácara-Bonao, presenta también en su terminación Oeste bordes muy foliados, que empalman con la banda blastomilonítica del Tambor desarrollada más al Oeste en las Hoja de Diferencia y Jicomé.

Al Oeste de La Ciénaga, la franja de tonalitas muy foliadas del borde norte del batolito de El Río varía de 0,5 a 2 km de ancho. La foliación NO-SE está cortada oblicuamente por la falla de La Guácara-Bonao, cuyos tramos EO están escalonados por el sistema de fallas más tardías NO-SE.

El borde SO del batolito, en parte cubierto por los basaltos Pelona-Pico Duarte, corresponde a la banda NO-SE, de 0,3 a 1,5 km de ancho, de tonalitas foliadas de La Compartición en contacto tectónico con la Fm Constanza (Grupo Tireo) y la Fm basaltos Pelona-Pico Duarte.

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

Una deformación frágil retrógrada (esquistos verdes) se marca con relleno de venas. “Ojos” milimétricos a centimétricos, aparecen moldeados por la foliación subvertical y definen una lineación de estiramiento subhorizontal, conforme con el movimiento de desgarre senestro de la falla de Bonao-La Guacara.

La deformación disminuye progresivamente de los bordes hacia el centro del macizo de El Río, que todavía permanece variablemente foliado y con enclaves deformados.

4.4.2.4. Fábricas y estructuras del batolito de Jumunucu (NE de la Hoja de Manabao)

El complejo plutónico de Jumunucu presenta una geometría ovalada de dirección general entre O-E y ONO-ESE, algo oblicua respecto a la dirección de las estructuras del basamento en la Cordillera Central. Se trata de un gran sigmoide de la zona blastomilonítica regional NO-SE de Manacla-Diferencia-Mata Grande que envuelve y deforma el batolito de Jumunucu. La parte oeste del batolito está incluida en la mitad Norte de la Hoja de Manabao.

Al centro Sur del batolito, las estructuras de dirección ONO-ESE están cortadas oblicuamente por la falla regional EO de La Guácara-Bonao, que lo separa del batolito del Río, situado al Sur.

En su extremidad Oeste la estructuración del batolito son SO-NE, pasando a EO al NE de la Hoja

Las rocas plutónicas del batolito de Jumunucu han intruido y metamorfozado las rocas encajantes del C. Duarte y de la Fm Restauración (Grupo Tireo). Al techo del batolito, aparecen “*roof pendants*” del C. Duarte y de la Fm. Restauración, esquistos y anfibolitas deformados heterogéneamente y localmente corneanas.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del batolito de Jumunucu y rocas asociadas puede ser agrupada 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 Fig. 13, Fig. 14 y Fig. 15 muestran una selección de microtexturas.

4.4.2.4.1. Secuencia intrusiva del batolito de Jumunucu

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 gabroícos. A continuación, intruyó el importante volumen de magma tonalítico, siendo generalmente el contacto con el complejo gabroíco-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 (Hoja de Jarabacoa), el magma tonalítico engloba xenolitos del complejo gabroíco-ultramáfico, de los metabasaltos del C. 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 leucotonalitas con hornblenda y biotita, que forman típicamente facies apicales. 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 enfriados

Las Fig. 13, Fig. 14 y Fig. 15 muestran una selección de microtexturas.

4.4.2.4.2. Complejo gabroíco-ultramáfico del batolito de Jumunucu

En general (fuera de las zonas de cizallas), las 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 gabros y dioritas foliados están siempre espacialmente relacionadas con las rocas ultrabásicas a las que aparentemente incluyen cartográficamente.

Están intruidos 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.

Las texturas que aparecen en estas rocas son variadas y generadas tanto en estadio magmático como deformativas subsólidos. 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 gabroico-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 gabroicas 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.

4.4.2.4.3. Tonalitas

El contacto entre la unidad tonalítica y el complejo gabroico-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 gabroica-diorítica, en la que la primera excava desde abajo (stopping) y brechifica a la segunda. Igualmente, se han observado diques de tonalitas con hornblenda que intruyen en la unidad gabroico-diorítica y que 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. 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 elongados o bolsadas más oscuras ricas en hornblenda y plagioclasas de menor tamaño, producto de la recristalización y asimilación de enclaves gabroico-dioríticos. La hornblenda verde-marrón forma prismas subidiomorfos, pleocroicos, 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.

La **foliación magmática** de las tonalitas corresponde a una fábrica de emplazamiento de los cuerpos tonalíticos durante el enfriamiento del magma.

Por otro lado, **las fábricas deformativas** suelen estar subparalelas a las magmáticas y se interpretan como registrando el mismo episodio deformativo, pero ya bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya se había solidificado.

Las fábricas deformativas son casi sistemáticas en las tonalitas de Jumunucu hasta llegar a las blastomilonitas en los bordes del batolito a proximidad de las zonas de cizallas.

4.4.2.4.4. Diques máficos y félsicos

Un enjambre de diques máficos y félsicos, intruye todas las unidades intrusivas del batolito de Jumunucu, el C. Duarte y la Fm. Tireo. En general, los contactos son rectos y nítidos (Foto 100), e incluso se observan bordes de enfriamiento, testigos de un encajante ya solidificado.



Foto 100: Dique máfico en las tonalitas comunes foliadas del batolito de Jumunucu ; Arroyo Los Dajaos, Este de la Hoja de Manabao (41MJ9302_2); Lat: 19,081663; Long: -70,762105

Las fábricas magmáticas observadas en los diques máficos son fluidales y paralelas al contacto intrusivo de los diques y las deformativas son esencialmente frágiles y limitadas a la cataclasa ligada a los desplazamientos de los bordes de los filones.

La utilización de los diques máficos por indicar la dirección local de extensión (σ_3 , o esfuerzo principal mínimo) que se orienta perpendicularmente al plano que definen se ve limitada por las condiciones de afloramientos y de accesos muy difíciles en zona tan montañosa como la Hoja de Manabao.

4.4.2.4.5. Red de diques leucograníticos, aplopegmatíticos y cuarzo

Los diques tardi-magmáticos leucograníticos y aplopegmatíticos se localizan preferentemente en la zona apical del batolito de Jumunucu correspondiendo a las leucotonalitas de grano grueso o fino. Esos diques, de potencia centimétrica a decimétrica,

máximo métrica, no presentan direcciones o buzamientos preferenciales. Podrían representar un evento magmático posterior, del Eoceno.

Algunos lentejones métricos a decamétricos de cuarzo blanco jalonan las fallas de dirección NO-SE de la zona de Arroyo Bonito.

4.4.2.5. Fábricas y estructuras del batolito de El Río (Sur de la Hoja de Manabao)

El Batolito de El Río aflora en la mitad meridional de las Hojas de Manabao y Jarabacoa, continuándose más al sur en las Hojas de Gaja del Monte y Constanza, formando un complejo plutónico de dirección O-E oblicuo un pequeño ángulo respecto a la dirección estructural general ONO-ESE del basamento de la Cordillera Central. Al Norte el batolito de El Río está limitado por la Falla de La Guácara y su terminación Oeste por la zona blastomilonítica de La Loma del Tambor al NO y la tonalitas foliadas de la Compartición al SO.

Las rocas plutónicas del Batolito de El Río han intruido y metamorfozido 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. Pero claramente se observan enclaves dcm de tonalitas foliadas en los basaltos de Pelona-Pico Duarte (Foto 53).

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 de El Río ya demuestran su composición heterogénea y apuntan a un origen multifásico.

A partir de las relaciones de campo, ha sido posible establecer en el Batolito de El Río 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 de El Río (Paso Bajito a Reserva Ébano Verde en la Hoja de Jarabacoa). Algunos de estos magmas fueron completamente mezclados (magma mixing)

con la tonalita, mientras que otros fueron preservados como enclaves elongados. Posteriormente se individualiza una facies leucotonalítica más diferenciada, caracterizada por cuarzos globosos de grano grueso a muy grueso, que ocupa los sectores centrales y apicales de la intrusión, limitados en la Hoja de Manabao a la esquina SE.

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 síliceos más diferenciados. Ambos tipos de diques intruyen durante los estadios magmáticos evolutivamente más tardíos del Batolito de El 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 Fm Constanza del Grupo Tireo son geoquímicamente diferentes y se interpreta no están relacionadas con el magmatismo del Batolito de El Río, las rocas ácidas tanto volcánicas como hipoabisales de la Fm Restauración presentes en la Hoja 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 de El Río 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 de El Río más tempranos, ya que localmente estos basaltos aparecen incluidos como enclaves y metamorizados por contacto. Sin embargo, diques máficos de geoquímica OIB similar a los Basaltos Pelona-Pico Duarte intruyen al Batolito de El Río 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.

4.4.3. Las fallas y lineamientos

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

Las tres grandes zonas de fallas regionales, ya comentadas anteriormente son, de Norte a Sur:

La banda blastomilonítica de La Meseta, con anfibolitas y cumulos, gabro-dioritas y tonalitas muy foliados, de dirección NO-SE envuelve y deforma, en la Hoja de Manabao, el batolito de Jumunucu en un gran sigmoide alargado globalmente en la dirección EO. El ramo

Norte de Las Lagunas-Franco Bidó, de dirección SO-NE a EO, separa la Fm Restauración y el batolito de Jumunucu, al Sur, del C. Duarte y del batolito de El Bao, al Norte. El Ramo Sur, de dirección NO-SE, separa el batolito de Jumunucu, al Norte, de la Fm Restauración, al Sur, y está cortado oblicuamente por la falla EO de la Guácara-Bonao.

La falla de La Guacara-Bonao, de dirección EO, subrayada por el Valle del Yaque del Norte, entre La Ciénaga, Manabao y Jarabacoa, limita, al norte, la Fm Restauración y el batolito de Jumunucu y, al Sur, la Fm Constanza, la Fm Basaltos Pelona-Pico-Duarte y el batolito de El Río. En la Cantera de Pino del Río, se ve muy bien el contacto entre las tonalitas de grano grueso de El Río y los basaltos-Pelona-Pico Duarte en contacto con blastomilonitas (andesitas de la Fm Restauración o tonalitas ?) y un lentejón de serpentinitas totalmente esquistosadas (Foto 101). Unos km más al Este, en la Hoja de Jarabacoa, el resalto hectométrico de los basaltos con la parte Norte hundida, subraya la componente vertical del desgarre senestro de la falla de La Guácara-Bonao.

La zona blastomilonítica del Tambor, de dirección NO-SE, con tonalitas muy foliadas envuelve y deforma la extremidad NO del batolito. El ramo Norte está limitado por la falla de La Guácara-Bonao, al Oeste de La Ciénaga. El ramo Sur de La Compartición, limita el batolito de El Río y afecta las Fms de Constanza y de los basaltos Pelona-Pico Duarte

Estas complejas zonas de fallas regionales corresponden principalmente a desgarres senestros subverticales jalonados por lentejones de rocas ultramáficas serpentinizadas e intrusivos muy foliados predominantemente leucotonalíticos.

Entre estas zonas de fallas mayores se han cartografiado fallas paralelas, localmente jalonadas por serpentinitas, como las de la Loma Alto de Canela que afectan la Fm Restauración.

El sistema de fallas y lineamientos subverticales de direcciones conjugadas SO-NE y NO-SE, cruza la totalidad de la Hoja. Corresponden a fracturas R y R' de Riedel y P de Skempton, en relación con los grandes desgarres regionales SE-NO. El escalonamiento de los tramos EO de la falla de La Guácara-Bonao por el sistema SO-NE y NO-SE es particularmente nítido en el Valle de Yaque del Norte. En el batolito de El Río el sistema NO-SE SE-NO está subrayado por la red hidrográfica, en particular el Arroyo Grande y su afluente Arroyo Pajarito.

Lineamientos, de dirección aproximada NS, afectan todas las formaciones sin desplazamientos importantes.

Además de la red hidrográfica que subraya casi sistemáticamente el sistema de fallas se debe enfatizar la aportación del vuelo aeromagnético realizado por el Proyecto Sysmin I (Fig. 10).



Foto 101: Blastomilonitas Zona de falla regional de La Guácara-Bonao (dacitas de la Fm Restauración del grupo Tíreo ? o tonalitas muy foliadas (borde Sur de la cantera de áridos de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_2); Lat: 19,07426; Long: -70,768268

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción de los rasgos fisiográficos

La Hoja de Manabao 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.

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 Manabao 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 Manabao y La Ciénaga. Otras definen las alineaciones montañosas, como los relieves de la Sierra Atravesada 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 Manabao se reconocen formas gravitacionales, fluviales y de escorrentía superficial, por meteorización química y antrópicas.

5.2.1. Formas gravitacionales.

Como formas gravitacionales se han observado un importante desarrollo de coluviones, conos o taludes de derrubios, y vertientes con surcos de erosión (rills) particularmente en el sector más elevado de la Hoja, al Sur de la Falla Bonao-La Guácara. Las laderas con reptación (creep) 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).

5.2.2. Formas nivales y periglaciales

Las formas nivales o periglaciales tienen escasa representación en los relieves más altos de la esquina SO de la Hoja (Pico Duarte), pero la presencia de estas formas relictas es importante en la evolución de la Cordillera Central de los últimos millones de años.

Los canchales o pedrizas tapizan las laderas de pendientes por encima de 1100m (Loma Rucilla - Pico Duarte y la cabecera del Río Yaque del Sur). Los depósitos están escasamente recubiertos por vegetación, no suelen estar cementados y su matriz es escasa. El principal proceso morfogenético de estas formas es la crioclastia.

En estas mismas zonas, pero ocupando zonas por encima de los 2500 m, también se preservan superficies o rellanos de crioplanación, (Valle de Lilís, Agüita Fría, o Valle del

Tetero). Estas superficies o aplanamientos periglaciares no superan el kilómetro cuadrado y normalmente se encuentran tapizadas por cantos y bloques angulosos que han sufrido la crioclastía como proceso principal.

5.2.3. 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 del Tetero; así como los abanicos aluviales, de alta pendiente, en la depresión de Manabao, orlando la Falla de Bonao-La Guácara. Los principales ríos de la Hoja son: el Yaque del Norte, el Yaque del Sur, Negros, Jamamucito, Donajá (Foto 103), Jagua y Guanajuma. A estos cursos fluviales se asocia una gran variedad de formas: fondo de valle, llanura de inundación, terrazas, 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 principalmente al pie de las sierras, orlando la zona de Falla de Bonao-La Guácara. 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 Yaque del Norte 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 Yaque del Norte. 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, cambios bruscos de pendiente, gargantas, como en los ríos Yaque del Norte; Donajá y Jagua, barrancos, cañones, desfiladeros; divisorias montañosas, con una notable representación en las zonas de mayor relieve.

5.2.4. Formas originadas 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 Río, Jumunuco-Bella Vista; y las argilizaciones.

5.3. Evolución e Historia Geomorfológica

La morfología de la Hoja de Manabao 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.

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 GEOLOGICA

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

- Jurásico 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-Viruete 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-Viruete 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-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)
- Cretácico Superior. Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico 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-Viruete 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-Viruete 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 Océánico 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 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.
- 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. 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). Encajamiento y erosión remontante de la red fluvial.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

El clima dominante en la Hoja de Manabao es tropical, aunque influenciado por la gran altura que presenta la Hoja, con variaciones en la temperatura anual media entre 14 y 24°C. Las precipitaciones anuales medias son de 1800 mm/a. El régimen de precipitaciones es de tipo bimodal con épocas de lluvias en Mayo y en Agosto-Noviembre.

La red de drenaje de la Hoja es, globalmente, de Oeste a Este para la cuenca principal del Yaque del Norte, orientada por la falla de La Guacara-Bonao y NS para las cabeceras del Yaque del Norte y del Sur así que para los pequeños arroyos perpendiculares a los relieves EO de este tramo de la Cordillera Central.

La red hidrográfica corresponde a las cuencas de los ríos Yaque del Norte y Yaque del Sur que nacen a más de 2700 m al Pico Duarte-Pico Yaque-La Rucilla en la esquina SO de la Hoja.

- Cuenca del río Yaque del Norte (Foto 102). ocupa el 95% de la superficie de la Hoja con el propio Río Yaque del Norte de dirección EO y sus principales afluentes: arroyos los Tablones, Arraiján, Frío, Grande, Los Dajaos, Prieto en la mitad Sur de la Hoja; los ríos Negros y Jamamucito, Donajá (Foto 103), Jagua y Guanajuma, afluentes del río Bao que desemboca en el río Yaque del Norte en la Hoja de Santiago. La totalidad de la cuenca abastece el sistema de embalses de Bao-Tavera, en las esquinas NO de la Hoja de La Vega y NE de la Hoja de Jánico
- Cuenca de El Río Yaque del Sur: ocupa la esquina SO de la Hoja con el 5% de la superficie. Comprende el nacimiento del propio río Yaque del Sur en las vertientes Sur del Pico del Yaque y de la Rucilla y la vertiente Este del Pico Duarte.

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



Foto 102: Vista panorámica del valle del Río Yaque del Norte a Manabá, al primer plano, y la Loma del Mortero en el fondo (41MJ9332_6); Lat: 19,058779; Long: -70,779638

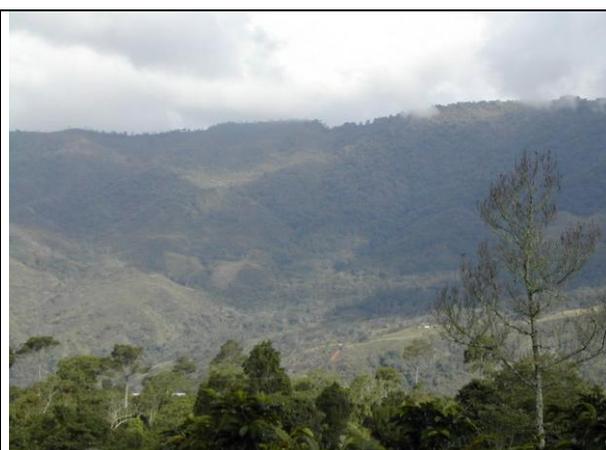


Foto 103: Vista panorámica del Valle del Río Donajá y de Las Lagunas; Parque Nacional Armando Bermúdez en los relieves del fondo (Las Lagunas) (41MJ9152_2); Lat: 19,145736; Long: -70,936083

El proyecto de presa de los Dajaos en el borde este de la Hoja de Manabao está previsto para abastecer la presa de Bao-Tavera con un sistema de tubería a través las hojas de Manabao, Jarabacoa y La Vega.

7.1.2. Hidrogeología

Las metavolcanitas básicas del C. Duarte (Jurásico Superior y Cretácico Inferior) tienen una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja. La zona meteorizada es demasiado reducida (métrica) y arcillosa, para favorecer el desarrollo de un acuífero superficial. Corresponden al borde Norte de la Hoja con bosque, cultivos de café y pasto: Jamamucito, Las Lagunas y Loma Prieto).

La serie volcano-sedimentaria de composición básica-intermedia a ácida de las Fms Constanza y Restauración (GrupoTireo) cubre un cuarto de la Hoja. Presenta una porosidad y una permeabilidad media-baja, que no favorece el desarrollo de acuíferos importantes.

Los basaltos masivos de la Fm Pelona-Pico Duarte, que ocupan los relieves del SO de la Hoja, presentan una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja.

De la diversidad de los intrusivos principalmente del batolito de Jumunucu, resulta una heterogeneidad de las características hidrogeológicas.

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

Al contrario, las tonalitas (batolito de Jumunucu, y El Río) desarrollan frecuentemente suelos arenosos, con espesor variable, que podría alcanzar unas decenas de metros, con permeabilidad alta. En profundidad, la porosidad y la permeabilidad, de tipo fractura, a lo largo de las fallas, se considera alta a condición de no presentar arcillas en las fracturas.

Las arcillas rojas de tipo laterítico que suprayacen localmente las tonalitas no favorecen la permeabilidad superficial de dichas tonalitas.

Las unidades cuaternarias, constituidas por coluviones de piedemonte y depósitos arenosos de fondo de valles, son muy porosas (porosidad intergranular) y permeables. Sin embargo, constituyen, en la Hoja, volúmenes muy reducidos que no pueden calificarse de acuíferos, salvo en las zonas de La Ciénaga y Manabao (Yaque del Norte) y Los Montazos (río Guanajuma) donde las terrazas bajas están aprovechadas por los cultivos de las tayotas o café.

7.2. Recursos minerales

La Fm. Tireo, es conocida por su potencial minero ligado al carácter volcanosedimentario de la serie: investigaciones para oro epitermal y posible pórfidos de cobre en la Hoja de Restauración por el Japan International Cooperation Agency (JICA) y Metal Mining Agency Of Japan (MMAJ), 1984), la Rosario Dominicana y el Proyecto SYSMIN “Depósitos Auríferos de Restauración” (Joubert et al.1997-98) y en el sector de Mata Grande en la Hoja de Jánico (Espaillat Lamarche, 1983). Los estudios geoquímicos del proyecto de cartografía anterior (Sysmin I) en las hojas vecinas de Lamedero y Diferencia y actual (Symin II) en el cuadrante de La Vega) ha confirmado el potencial aurífero de la Fm Restauración (Mb superior del Grupo Tireo) en relación con los términos ácidos de la serie (riodacitas).

La Fm. Restauración cubre aproximadamente un quinto de la Hoja de Manabao, protegidos por el Parque Nacional Armando Bermúdez al Oeste de La Ciénaga.

Los aluviones de los arroyos y ríos estaban antiguamente lavados para oro. Los pequeños flats de la Ciénaga y Manabao y de manera menos evidente de Los Montazos podrían representar un pequeño potencial, tomando en cuenta que están ya aprovechados intensamente por los cultivos de las tayotas y del café.

7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas

Los indicios encontrados durante esta cartografía están ubicados en la Fig. 42 y detallados, en la Tabla 3 de síntesis.

Las zonas de falla favorecen la movilización de pequeñas mineralizaciones (Cu etc.) a partir de las rocas encajantes con o sin cuarzo asociado (41MJ9162; 41MJ9312). En este caso la fuente del cobre proviene siempre de los basaltos o gabros de la formación cizallada El C. Duarte no presenta un interés minero a pesar de algunos pequeños indicios de cobre (malaquita y azurita) ligados a los metabasaltos, en general en las zonas fracturadas.

En la Fm. Restauración, se debe subrayar la presencia de un hidrotermalismo localmente fuerte en las facies proximales, lavas, brechas ácidas a intermedias y en las zonas de fallas. El hidrotermalismo se acompaña de óxidos de cobre (malaquita principalmente y azurita) en las brechas andesíticas de la Loma El Cerrazo (41MJ9503) afectadas por la zona de cizalla SO-NE de Las Lagunas-Franco Bidó. Las facies ácidas (riodacitas) presentan localmente pirita (41MJ9394) u óxidos de hierro (41MJ9361).

Los basaltos vesiculares de la Fm Pelona-Pico Duarte, presentan de vez en cuando, pequeñas manchas de óxidos de cobre. Estos indicios no presentan ningún interés minero. Como para los metabasaltos del C. Duarte el cobre es un elemento normal de este tipo de roca.

En conclusión, el potencial minero (Au-Cu) de la Hoja de Manabao está relacionado con la Fm Restauración (Mb superior del Grupo Tiro). La geoquímica “stream sediment” es una herramienta imprescindible para evaluar una formación volcanosedimentaria diferenciada de este tipo en zona muy montañosa cubierta por una vegetación densa.

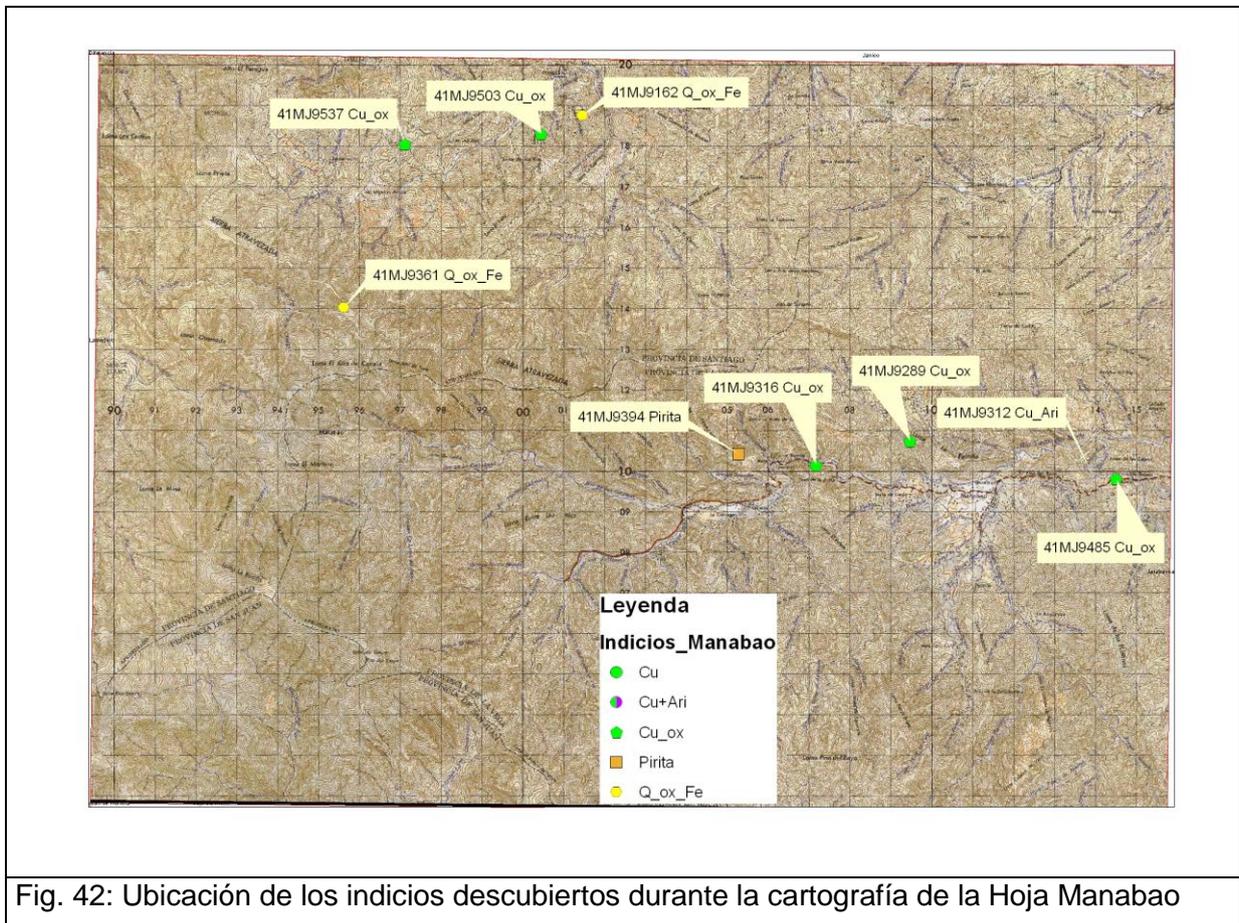


Fig. 42: Ubicación de los indicios descubiertos durante la cartografía de la Hoja Manabao

N°	Localidad	LAT	LONG	Y_Nad27	X_Nad27	Sustancia	Edad Formación	Litología
41MJ9162	Loma El Peñón	19,153588	-70,887888	2118768,6553 5	301451,571 006	Q_Feox	Cretácico sup. Zona de cizalla: basaltos Duarte, anfibolitas y tonalitas	Basaltos Duarte, anfibolitas y tonalitas muy foliadas
41MJ9289	Loma La Palmita (NO Manabao)	19,081817	-70,810874	2110738,6435 5	309471,016 931	Cu_ox	Cretácico sup. Zona de cizalla: tonalitas y gabros foliados; aplitas	Aplita
41MJ9316	Paso de La Perra	19,076205	-70,832664	2110141,3062 2	307171,348 020	Cu_ox	Cretácico sup. Fm. Restauración (Tireo)	Cuarzo en siltitas verdes (+ riocacita ?), Zona de falla
41MJ9361	Sierra atravesada	19,110241	-70,942767	2114033,7504 2	295624,912 287	Q_Feox	Cretácico sup. Fm. Restauración (Tireo)	Riocacita con cuarzo con óxidos Fe
41MJ9394	Firme Los Canos	19,078542	-70,850619	2110419,8581 7	305284,401 327	Pir	Cretácico sup. Fm. Restauración (Tireo)	Riocacita con pirita
41MJ9485	Los Dajaos (madera)	19,073828	-70,762900	2109802,8507 8	314510,923 868	Cu	Cretácico sup. Basaltos Pelona-Pico Duarte	Basaltos vacuolares con Cu
41MJ9503	Loma de Los Ríos	19,149268	-70,897342	2118301,2547 0	300451,864 167	Cu_ox	Cretácico sup. Fm. Restauración (Tireo)	Brecha andesítica con óxidos Cu
41MJ9537	Las Lagunas Arribas	19,146579	-70,928980	2118040,0247 0	297120,135 764	Cu_ox	Cretácico sup. Basaltos Duarte y dique de Gabro	Dique Gabros con óxidos Cu
41MJ9312	Arroyo Dajao	19,074259	-70,768268	2118808	315920	Cu	Zona de falla Basaltos Pelona-Pico Duarte_UB_Tonalitas	Basaltos_UB

Tabla 3: Síntesis de los indicios de la Hoja de Manabao

7.2.2. Rocas industriales y ornamentales

Los accesos por carretera asfaltada de la Hoja de Manabao se reducen al valle del Yaque del Norte hasta la Ciénaga (entrada del Parque nacional). Existe solo una pequeña cantera en el borde este de la Hoja (41MJ9312) a Pino del Rayo, en la margen izquierda del Río Dajao (Fig. 42; Tabla 4). Los áridos extraídos para el mantenimiento de las carreteras locales corresponden a las rocas de la zona de falla de La Guácara-Bonao: arenas a partir de las tonalitas de grano grueso alteradas del batolito de Jumunucu; áridos a partir de los basaltos masivos de la Fm Pelona-Pico Duarte; áridos a partir de las serpentinitas esquistosadas y blastomilonitas.

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
41MJ9312	19,07425968	-70,76826833	Basaltos Pelona-Pico Duarte_Tonalitas	Áridos y lozas	Intermitente	Medio	Obras públicas y construcción

Tabla 4 Indicios Rocas industriales y ornamentales de la Hoja de Manabao

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. Introducción

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

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

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

8.2. Relación de los Lugares de Interés Geológicos.

El relieve de la Cordillera Central en que está localizada la Hoja de Manabao es abrupto. La mitad SO de la Hoja está protegida por los Parques Nacionales Armando Bermúdez al Norte y José del Carmen Ramírez al Sur. El refugio de La Compartición, en el camino de acceso al Pico Duarte, corresponde a un punto de junción entre los dos parques.

Los accesos por carreteras se reducen al valle del Yaque del Norte hasta Manabao y la Ciénaga, en el centro de la Hoja. Es la principal entrada del parque para acceder al Pico Duarte (a pie o a lomos de caballería en 1 día). El paisaje es uno de los más espectaculares de la isla: vista preciosa del Pico Duarte (3100m), Pelona y Rusilla y cultivos de las tayotas que tapizan el fondo del valle como un verdadero césped. El bosque húmedo de las zonas de mediana montaña deja el paso a un bosque de pinos en los relieves más altos.

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

La esquina NE (Jumunucu) es fácilmente accesible por carretera sin asfaltar desde Jarabacoa, por Jumunucu para la parte Este, y por El Mamey Franco Bidó para el Norte.

El NO de la Hoja (Jamamucito, Las Placetas) es accesible por carretera sin asfaltar desde San José de Las Matas (1h).

El primer L.I.G. corresponde a la pequeña cantera de áridos de Pino del Rayo, a la margen izquierda del río Dajao (límite centro-este de la Hoja), donde se puede observar la falla regional de La Guácara-Bonao que separa los batolitos de Jumunucu al Norte y El Río al Sur.

El segundo L.I.G. enseña la Fm Restauración (lavas y brechas andesíticas, siltitas y calizas) y los cuarzogabros intruyendo la Fm Restauración, de La Ciénaga de Manabao en el valle de Yaque del Norte,

El tercer L.I.G. corresponde al Pico Duarte, el punto más alto de la Isla Española (3087 m) ubicado en la esquina SO de la Hoja de Manabao. Se observan los basaltos vesiculares de la Fm Pelona-Pico Duarte y se puede disfrutar de una vista panorámica de la Cordillera Central.

El cuarto L.I.G corresponde a los cumulos de las Lomas Arroyo Bonito, Limpia Nariz, y Adentro.

El quinto L.I.G corresponde a la banda blastomilonítica SO-NO de Las Lagunas-Franco Bidó que se puede observar en la carretera Donajá-Loma El Río, en el borde NO del batolito de Jumunucu.

N° de LIG	Lat. (°dec) WGS84	Long (°dec) WGS84	Provincia	Municipio	Paraje
1	19,07425968	-70,76826833	La Vega	Jarabacoa (Manabao)	(41MJ9312) Falla de La Guácara-Bonao; Pino del Rayo
2a	19,076100	-70,842097	La Vega	Jarabacoa (Manabao)	(41MJ9369) Fm Restauración:(Grupo Tiro): lavas y tobas andesíticas; Puente Río Yaque del Norte La Ciénaga
2b	19,078281	-70,837193	La Vega	Jarabacoa (Manabao)	(41MJ9381) Fm Restauración (Grupo Tiro): brechas andesíticas; Puente Río Yaque del Norte La Ciénaga
2c	19,077874	-70,839365	La Vega	Jarabacoa (Manabao)	(41MJ9382) cuarzo gabro intruyendo la Fm Restauración (Grupo Tiro); Puente Río Yaque del Norte La Ciénaga
2d	19,077438	-70,842745	La Vega	Jarabacoa (Manabao)	(41MJ9368) Fm Restauración (Grupo Tiro): siltitas grises y verdes. Puente Río Yaque del Norte La Ciénaga
2e	19,075458	-70,856667	La Vega	Jarabacoa (Manabao)	(41MJ9375) Fm Restauración (Grupo Tiro): calizas y cherts. Arroyo Sonador afluente izquierdo del Río Yaque del Norte La Ciénaga
3	19,023022	-70,998056	San Juan	San Juan	(41MJ9036) Fm Pelona-Pico Duarte: Basaltos vesiculares; Pico Duarte (3087m)
4	19,109639	-70,767359	La Vega	Jarabacoa (Manabao)	(41MJ9120) cumulos Lomas de Arroyo Bonito, Limpia Nariz y Adentro
5	19,152801	-70,888679	Santiago	San José de las matas	(41MJ9163) Tonalitas Blastomiloníticas y anfibolitas de la zona de cizalla de Las Lagunas-Franco Bidó

Tabla 5: Situación y coordenadas de los Lugares de Interés Geológico de la Hoja de Manabao

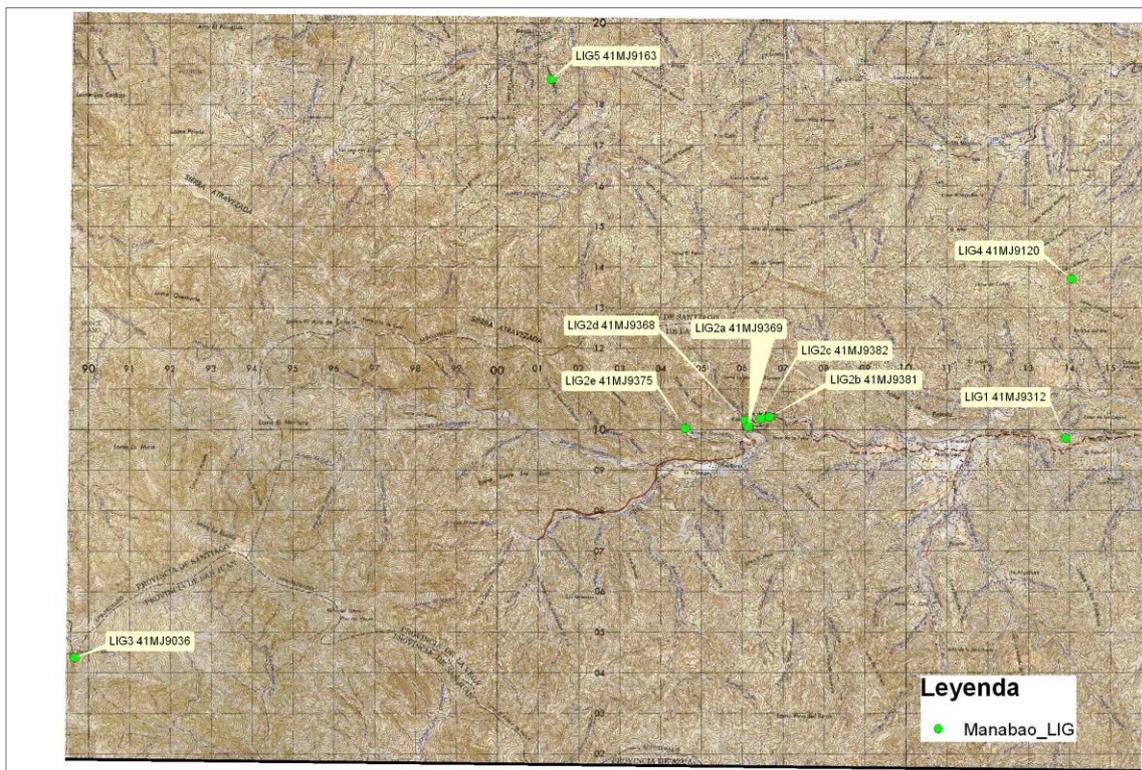


Fig. 43 – Situación de los Lugares de Interés Geológico de la Hoja de Manabao

8.3. Descripción de los Lugares

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

8.3.1. L.I.G. Nº 1 Falla de La Guácara-Bonao (Cantera de Pino del Rayo-Manabao)

La carretera asfaltada Jarabacoa-Manabao permite el acceso muy fácil a la Cantera de Pino del Rayo ubicada a la margen izquierda del río Dajao, 300m al norte de la Ctra. principal. En esta pequeña cantera de áridos se observa la falla regional de La Guácara-Bonao que separa los batolitos de Jumunucu al Norte y El Río al Sur.

Del Sur al Norte de la cantera afloran las siguientes facies:

- a- Leucotonalitas con hornblenda de grano medio-grueso del batolito de El Río, bastante amenizadas.

- b- Basaltos vesiculares de la Fm Pelona-Pico Duarte en contacto tectónico con las tonalitas (Foto 104)
- c- Blastomilonitas de la zona de falla (correspondiendo a posibles andesitas de la Fm Restauración ? o tonalitas ? (Foto 105). La dirección de la foliación es EO, con buzamiento fuerte al Norte (N80°E-80°N).
- d- Serpentinitas, extremadamente deformadas en esquistos de color verdoso oscuro a rojizo, muy magnéticos. Se trata de un pequeño lentejón decamétrico de rocas ultrabásicas inyectada en la falla regional.
- e- Tonalitas de grano grueso a medio del batolito de Jumunucu.

Unos km más al Este, en la Hoja de Jarabacoa (Ctra. Jarabacoa-Manabao) el resalto hectométrico de los basaltos Pelona-Pico Duarte, con la parte Norte hundida, subraya la componente vertical del desgarre senestro de la falla de La Guácara-Bonao.



Foto 104: Zona de Falla de La Guácara-Bonao. Contacto mecánico entre los Basaltos Pelona-Pico Duarte (Foto) y las Tonalitas grano grueso del Batolito de El Río; (borde Sur de la cantera de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_1); Lat: 19,07426; Long: -70,768268



Foto 105: Blastomilonitas (dacitas de la Fm Restauración ? o tonalitas ?) de la Falla regional La Guácara-Bonao; cantera de áridos de Pino del Rayo-Manabao), (41MJ9312_2); Lat: 19,07426; Long: -70,768268

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

8.3.2. L.I.G. N° 2: Fm Restauración: Puente del Río Yaque del Norte; entrada Sur de La Ciénaga de Manabao

El acceso al L.I.G. N° 2 es muy fácil por la carretera Jarabacoa-Manabao-La Ciénaga. Está ubicado a nivel del nuevo puente sobre el Río Yaque del Norte a la entrada Sur de La Ciénaga.

2ª: lavas y tobas andesíticas a dacíticas:

A la margen derecha del Río Yaque del Norte (entrada a las Villas de Don Antonio: punto 41MJ9369: Lat: 19,076100; Long:-70,842097) afloran las lavas y tobas andesíticas a dacíticas de la Fm Restauración (Mb superior del Grupo Tiro). La serie de dirección N115°E-55°N presenta un tono rojizo (meteorización) con un bandeado dcm beige para los niveles más ácidos (Foto 106).



Foto 106: Lavas y tobas Andesitas a dacíticas de la Fm Restauración (Grupo Tireo) Puente del Yaque del Norte a la entrada Sur de La Ciénaga (41MJ9369_2; Lat: 19, 076100; Long: -70,842097)

2b: brechas andesíticas:

A la margen izquierda, río abajo del puente (Ciénaga (41MJ9381_1; Lat:19,078282; Long: -71,837194), las brechas con cantos dcm y siltitas de la Fm Restauración, de color rojizo, verde y violáceo característico, están afectadas por un ramo la Falla de La Guácara-Bonao N125°E-80°N, correspondiendo al lecho de río Yaque del Norte (Foto 109°).



Foto 107: Brechas andesíticas de la Fm Restauración en la Zona de Falla de La Guácara-Bonao; Joya del Ramón-río Yaque del Norte, La Ciénaga (41MJ9381_1; Lat:19,078282; Long: -71,837194)

2c: cuarzogabros

A la salida norte del puente afloran cuarzo-gabros con grandes anfíboles que intruyen la Fm Restauración (41MJ9382: Lat: 19,07787; Long: -70,839365).

A escala de muestra de mano presentan hasta un 45% de prismas verde-oscuros de hornblenda y un 5-10% de granos milimétricos de opacos (<1mm). Frecuentemente están fracturados y afectados por el desarrollo de venas de relleno zonado, con epidota, clorita, calcita y magnetita responsable del fuerte magnetismo de la roca.

Al microscopio, constituyen gabros y cuarzo-gabros hornbléndicos, de grano generalmente grueso, con una composición modal compuesta por 50-55% de plagioclasa, 35-45% de hornblenda, un 10-15% de cuarzo, y 5-8% de opacos.

2d: siltitas gris-verde

Quinientos metros más al Oeste, se pueden observar las siltitas de color gris verde de la Fm Restauración (41MJ9368: Lat: 19,07743; Long: -70,842745).

2e: Calizas y chert

Desplazándose 1,5 km más al Oeste por la Ctra. del Arroyo Soñador, afluente derecho del Yaque del Norte (41MJ375: Lat: 19,07545; Long: -70,856667) se puede observar dos afloramientos de calizas de la parte alta de la Fm Restauración. La roca de color gris a negro está organizada en bancos de 10 a 20 cm ligeramente abaleado (Foto 108; Foto 109). No se han podido datar hasta la fecha.



Foto 108: Calizas negras y silts silíceos o chert, en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_1); Lat: 19,07459; Long: -70,856668



Foto 109: Calizas negras y silts silíceos o chert, en bancos dcm de la Fm Restauración (Tireo) Arroyo Sonador, La Ciénaga (41MJ9375_2); Lat: 19,07459; Long: -70,856668

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

8.3.3. L.I.G. N° 3: Fm Pelona-Pico Duarte; basaltos vesiculares del Pico Duarte

El L.I.G. N°3 está ubicado en el Pico Duarte (Foto 110; Foto 111), en la esquina SO de la Hoja de Manabao. Esta zona protegida por los Parques Nacionales de Armando Bermúdez y José del Carmen Ramírez es una de la más bella y emblemática de la República Dominicana. Se accede por coche desde Jarabacoa hasta La Ciénaga de Manabao. Los últimos 17 km se hacen a pie o, mejor, a lomos de caballerías (1 día). Se puede dormir una noche al refugio de la Compartición (Foto 112) a 1,5 km del Pico Duarte o al nuevo refugio del Valle de Lilís, a 500 m de la Cima y regresar el día siguiente. Otros itinerarios a lomos de caballerías salen de Mata Grande (San José de Las Matas) al Norte o de los Ingenitos (Presa de Sabaneta) al Oeste, pero necesitan 4 o 5 días ida y vuelta).

Desde La Ciénaga, siguiendo el Arroyo de los Tablones se atraviesa las tonalitas del batolito El Río, cubiertas por un bosque húmedo con flora y fauna extraordinaria. A partir de la Loma

La Cotorra se entra en los basaltos vesiculares (Foto 113; Foto 114) subhorizontales de la Pelona-Pico Duarte, cubierto progresivamente por un bosque de pinos. Al pie del Pico del Yaque (2761m) divisora de las aguas de los ríos Yaque Norte y Sur, se puede disfrutar de un manantial del Yaque del Sur.

En los alrededores de la Compartición, una banda NO-SE de 2 km de anchura, de tonalitas muy foliadas del borde SO del batolito de El Río cortan en dirección NO-SE los basaltos vesiculares. Cerca del contacto se han observado enclaves dcm de tonalitas foliadas (Foto 117) (Turoniense-Campaniense Inferior) en los basaltos vesiculares (Campaniense medio al Maastrichtiense). A la salida de la Compartición y hasta el Pico Duarte se atraviesan de nuevo los basaltos. Las marcas de fluidalidad subrayada por las vesículas son frecuentes (Foto 115; Foto 116; Foto 118; Foto 119), con un buzamiento general suave de unos grados hacia el Norte.

Estos basaltos típicamente afíricos y vesiculares que forman una serie de 500 a 1500m de espesor, probablemente discordante sobre el Grupo Tireo, son regional y geoquímicamente equivalentes (Escuder Viruete et al, 2007) a las unidades constituyendo el plateau oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 2002),

Desde la Cima del Pico Duarte (3087m), con la Pelona (3000 m) al Norte, se disfruta de una vista maravillosa sobre toda la región.

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



Foto 110: Valle de El Río Yaque del Norte, al primer plano y Pico Duarte, Pelona, Rucilla al fondo. Vista desde La Ciénaga (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9006_3); Lat:19,076026; Long: -70,853404)



Foto 111: Pico Duarte (altitud 3087 m) Basaltos vesiculares (41MJ9036_1); Lat: 19,023022 ; Long: -70,998056)



Foto 112: La Compartición; Refugio, camino al Pico Duarte (41MJ9042_3); Lat: 19,035519 ; Long: -70,96182)



Foto 113: Colada de basaltos vesiculares. Loma La Cotorra camino al Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9022_1); Lat:19,025536; Long: -70,913418)



Foto 114: Fluidalidad en un bloque de basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Pico del Yaque (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9026_1); Lat:19,032776; Long: -70,936396)

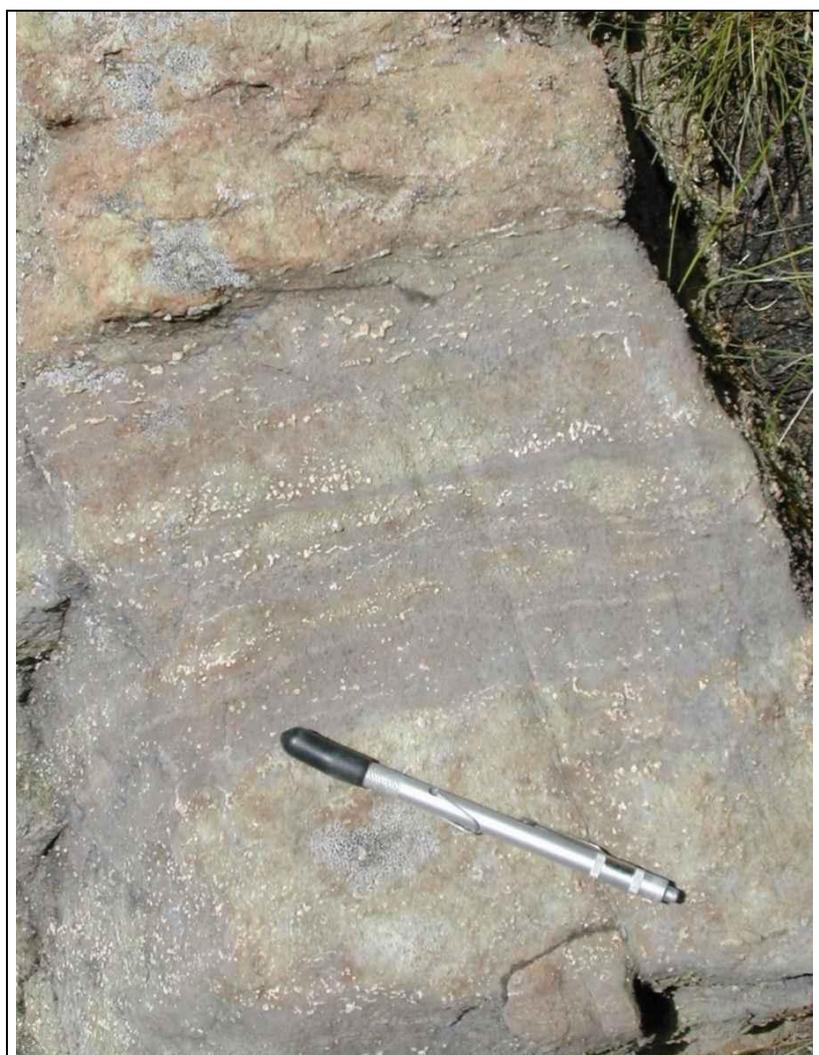


Foto 115: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte; Valle de Lilís; (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9035_3); Lat:19,02499; Long: -70,997309)



Foto 116: Basaltos Pelona-Pico Duarte; vacuola dcm con cuarzo. Valle de Lilís Pico Duarte (SO de la Hoja de Manabao (41MJ9033_3); Lat:19,030248; Long: -70,994223)



Foto 117: Bloque de basaltos vesiculares Pelo-Pico Duarte con enclaves de tonalitas foliadas; Camino al Pico Duarte, Este Compartición (41MJ9039_1); Lat: 19,039296 ; Long: -70,969756)



Foto 118: Fluidalidad en los Basaltos vesiculares Pelona-Pico Duarte (41MJ9044_2); Lat: 19,035471; Long: -70,951081)



Foto 119: Fluidalidad (subrayada por la vesículas) en los basaltos Pelona-Pico Duarte (41MJ9046_3); Lat: 19,028232; Long: -70,938661)

8.3.4. L.I.G. N° 4: **Cumulados ultramáficos de las Lomas de Arroyo Bonito, Limpia Nariz y Adentro**

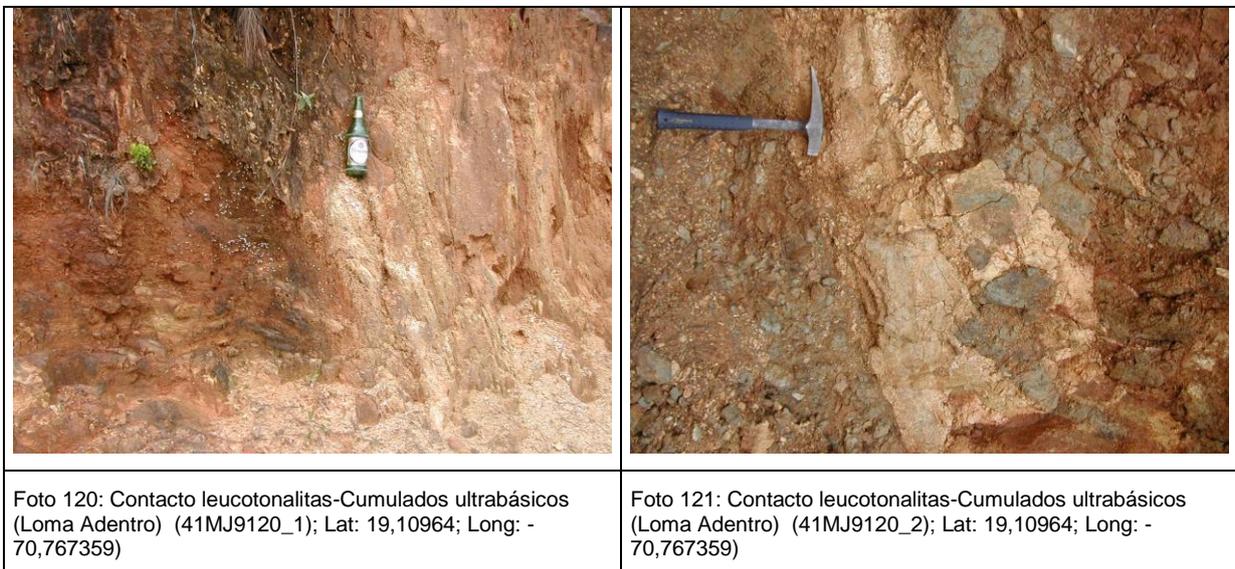
Se accede al LIG N°4, ubicado en la Loma de la Nariz, al Este de la Hoja de Manabao, desde Jarabacoa y Jumunucu por una Ctra. sin asfaltar. La subida a la Loma puede deslizar en periodo de lluvias debido a las arcillas rojizas resultando de la meteorización de los cumulados ultramáficos. Siguiendo la Ctra. 2km hasta la Loma El Carlito se puede disfrutar de una vista preciosa del valle del Yaque del Norte y de las localidades de Manabao y La Ciénaga.

Los principales afloramientos de rocas ultramáficas del Batolito de Jumunucu constituyen un macizo masivo que resiste a la erosión, dando lugar a alineación montañosa (Loma Arroyo Bonito, Loma Limpia Nariz, Loma Adentro).

Estas rocas son muy magnéticas y los afloramientos de un cierto tamaño se detectan muy bien en el mapa aeromagnético del campo total reducido al polo.

Se encuentran también en enclaves de tamaño métricas a pluridecamétricas no cartografiables en las dioritas y tonalitas.

En el LIG se observa el contacto entre los cumulados y las leucotonalitas del batolito de Jumunucu (Foto 120; Foto 121; Foto 122; Foto 123). Las tonalitas son claramente posteriores a los cumulados (Foto 121).



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 (no visible en este LIG).



Foto 122: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_3); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)



Foto 123: Contacto leucotonalitas-Cumulados ultrabásicos (Loma Adentro) (41MJ9120_4); Lat: 19,10964; Long: -70,767359)

El reemplazamiento total de piroxeno por hornblenda es bastante común en los bordes de los macizos ultrabásicos, formando hornblenditas 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 interés de este punto es fundamentalmente científico, con contenido esencialmente petrográfico. Su importancia puede considerarse como de nivel regional.

8.3.5. L.I.G. N°5 Blastomilonitas de La Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó)

El LIG N° 5 ubicado en la Loma del Peñón, corresponde a las blastomilonitas de la zona de cizalla de La Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó), en el borde NO del batolito de Jumunucu. El acceso es fácil por una Ctra. sin asfaltar desde San José de las Matas, Las Placetas y Donajá, donde se cruce el río Donajá hacia el Sur, en dirección de la Loma de Los Ríos. El corte permite buenas observaciones del conjunto de la zona de cizalla de 1 km de anchura, con los metabasaltos Duarte transformados progresivamente en verdaderas anfibolitas inyectadas por pequeños cuerpos de tonalitas muy foliadas (Foto 124; Foto 125). Pequeñas vetas aplíticas, poco o no deformadas, inyectan las zonas de contacto (Foto 125). Siguiendo la Ctra. se llega a la Loma de Los Ríos; pero para acceder al contacto del batolito (cumulados, gabro-dioritas y tonalitas foliadas) se necesita ir a pie.



Foto 124: Tonalitas muy foliadas blastomiloníticas en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla de La Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó; ctra. Donaja-Los Ríos Loma del Peñon) (41MJ9163_4); Lat: 19,152801; Long: -70,88868



Foto 125: Tonalitas muy foliadas y aplita en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla de La Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó ; ctra. Donaja-Los Ríos Loma del Peñon) (41MJ9163_2); Lat: 19,152801; Long: - 70,88868



Foto 126: Tonalitas muy foliadas inyectada en los basaltos esquistozados +/- anfibolíticos del C. Duarte; Zona de cizalla de la Meseta (tramo Las Lagunas-Franco Bidó; Ctra. Donajá-Los Ríos Loma del Peñón) (41MJ9167_1); Lat: 19,152801; Long: -70,88868

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

9. Bibliografía

- AMARANTE, J. F. & LEWIS, J. F., 1995.** Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti; Geological Society of America, 1995 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 27, p. 240.
- BARRETT, T.J. & MACLEAN, W.H., 1999.** Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. En: Barrie C. T. and Hannington M. D. eds. Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings. p. 101-131.
- BELLON, H., VILA, J.M., & MERCIER DE LEPINAY, B., 1985.** Chronologie K-Ar et affinités géochimiques des manifestations magmatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'île d'Hispaniola. En: Géodynamique des Caraïbes.. Editions Technip. Géodynamique des Caraïbes. p. 329-340.
- BERMÚDEZ, P. J., 1949.** Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laboratoire of Foraminiferal Research, Special Publication*, 25, p. 1-322.
- BIENVENU, P., BOUGAULT, H., JORON, J.L., TREUIL, M., Y DEMITRIEV, L., 1990.** REE/non REE element hygromagphile element fractionation. *Chemical Geology*, 82, 1-14.
- BOISSON, D., 1987.** Etude Geologique Du Massif Du Nord D'haiti (Hispaniola - Grandes Antilles). Doctorat D'état . Université de Paris VI. p. -256.
- BOWIN, C. O., 1960.** Geology of central Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 18-31.
- BOWIN, C.O., 1966,** Geology of 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.
- BURKE, K., 1988.** Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 201-230.
- CABANIS, B. & LECOLLE, M., 1989.** Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309, p. 2023-2029.
- CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE), 1999.** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E (7-ACP-DO-074), Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- CLARK, M. G., HORN, S. P. & KENNETH, O. H., 2002.** High-Elevation Savanna Landscapes in the Cordillera Central, Dominican Republic, Hispaniola. *Mountain Research and Development*, 22, p. 288-295.
- COLEMAN, A. J. & WINSLOW, M. A., 2002.** Tertiary tectonics of the Hispaniola fault zone in the Northwestern Piedmont of the Cordillera Central, Dominican Republic. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 15, p. 73-86.

- CONTRERAS, F., 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.
- COOKE, C. W., 1920.** Geologic reconnaissance in Santo Domingo (Abst). *Geological Society of America, Bulletin*, 31, p. 217-219.
- 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.
- CRIBB, J. W., JIMENEZ, J., LEWIS, J. F. & SUTTER, J. F., 1989.** (super 40) Ar/ (super 39) Ar ages from Loma de Cabrera Batholith; implications for timing of tectonic events in northern Hispanola; Geological Society of America, 1989 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 21, p. 267.
- 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.
- DE ZOETEN, R., 1988.** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Dissertation.
- 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., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J. & MONECHI, S., 1991.** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 217-263.
- 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.
- DUPUIS, V., LAPIERRE, H., POLVE, M., BOSCH, D., HERNANDEZ, J., MERCIER DE LEPINAY, B., MAURY, R. & TARDY, M., 1998.** The Late Cretaceous Duarte Complex and Siete Cabezas Formation (Hispaniola); Caribbean oceanic plateau; V. M. Goldschmidt conference; extended abstracts. *Mineralogical Magazine*, 62A, p. 407-408.
- 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.
- ESPAILLAT LAMARCHE, J. E., 1983.** Mineralogía económica del área de Mata Grande. Economic mineralogy of the Mata Grande area. *Geominas (Santo Domingo)*, 2, p. 25-28.

- 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.
- FEIGENSON, M., 1977.** The strontium-isotope geochemistry of a tonalite batholith of the Dominican Republic. *Year Book - Carnegie Institution of Washington*, p. 870-878.
- FEIGENSON, M.D., 1978.** The petrology and geochemistry of the Loma de Cabrera Batholith of the western Dominican Republic. Dissertation.
- 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.
- GABB, W. M., 1873.** On the topography and geology of Santo Domingo. *American Philosophical Society Transactions, new ser.*, 15, p. 49-259.
- GILL, J. B., 1981.** Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany (DEU), Federal Republic of Germany (DEU).
- GÓMEZ SÁINZ, A., 2000.** Mapa Geológica 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.
- HALDEMANN, E.G., BUCHAN, R., BLOWES, J.H., & CHANDLER, T., 1979.** Geology of lateritic nickel deposits, Dominican Republic; International laterite symposium. Evans, D.J.I., Shoemaker, R.S., and Veltman, H. Eds. New York, Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc. International laterite Symposium. p. 57-84.
- 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-SCHO’NBERG (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.

HERNAIZ HUERTA, P.P., 2000. Programa de Cartografía Geotemática de la Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Arroyo Caña). [6072-III]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

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 My history (139–69 My) 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.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) Y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ), 1984. Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokyo. p. 1-22.

JIMENEZ, G. & LEWIS, J. F., 1987. Petrología del área de Restauración, República Dominicana. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geológica del Caribe*, 10, p. 445-453.

JENSEN, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, *Miscellaneous Paper 66*.

JOLLY, W.T., LIDIAC, E.G., SCHELLECKENS, H.S., SANTOS, S., 1998. Volcanism, tectonics, and stratigraphic correlations in Puerto Rico. In: Lidiac, 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., LIDIAC, 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., LIDIAC, 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., BONNEMAISON, 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.

JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., & FONDEUR, L., 1998. Proyecto depositos auríferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.

- 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, C.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., HERNANDEZ 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., ESPAILLAT, 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.
- LOCUTURA, J., BELLAN, A. & LOPERA, E., 2002.** Cartografía geoquímica multielemental en sedimentos de corriente en un contexto de arco isla volcánico. Aplicación al análisis de potencialidad metalogénica en un área de la Republica Dominicana - Stream sediment geochemical mapping in an island arc context. Application to assessment of mineral resources potentiality in an area of the Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 229-272.
- LOUCA, K., 1990.** Geological setting and base and precious metal deposits of northern Haiti; Transactions of the 12th Caribbean geological conference. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 12, p. 200-216.
- 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, C. J., 1917. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 5, p. 1-251.

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.

MERCIER DE LEPINAY, B., 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie. p. 1-378.

MESNIER, H.P., 1980. Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. (inedito), Santo Domingo, Dirección General de Minería. p. 1-55.

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., 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., 1963. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic.

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.

PARDO, G., 1975. Geology of Cuba. En: Nairn and Stehli F. eds. *The Ocean Basins and Margins*,

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., Naylor, 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.
- PINDELL, J.L., 1994.** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. Caribbean geology: An introduction, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.
- PINDELL, J.L. & BARRET, S.F., 1990.** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region, Geological Society of America, Boulder, Colorado. p. 404-432.
- PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F., 1990.** Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)
- 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.
- REVILLON, 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.
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P., & BIJU-DUVAL, B., 1986.** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. Bulletins of American Paleontology, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
- SHELLEKENS, 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. by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.

STEIN, G., 2004. Mapa Geológica de la Hoja a escala 1:50.000 n° 5974-IV (Restauración) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

STEIN, G., ARDEVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, 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.

ULLRICH, T., 2004. Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

- URIEN, P., JOUBERT, M., ARDEVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTON PACHECO, C., GARCIA LOBON, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T. Y FRIEDMAN R., 2004.** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Dajabón (5874-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 231 pp.
- VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. & CALKING, F. C., 1921.** A geological reconnaissance of the Dominican Republic. *Geological Survey Dominican Republic Memoirs*, 1, p. 1-268.
- VOKES, E. H., 1989.** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). *Bulletins of American Paleontology*, 97, p. 94.
- 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.
- WHITE, R. V., TARNEY, J., KERR, A. C., SAUNDERS, A. D., KEMPTON, P. D., PRINGLE, M. S. & KLAVER, G. T., 1999.** Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean; implications for the generation of continental crust; Oceanic plateaus and hotspot islands; identification and role in continental growth. *Lithos*, 46, p. 43-68.
- WINCHESTER J.A. 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.