



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO

DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

ESCALA 1:50.000

GUAYABITO

(6174-II)

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

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)
- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)
- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Dr. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada, España)
- Dr. Fernando Pérez Valera (Universidad de Jaén, España)
- Dr. Manuel Abad de los Santos (Universidad de Huelva, España)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso (Universidad Complutense de Madrid, España)
- Dra. María José Herrero (Universidad Complutense de Madrid, España)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOMORFOLOGÍA Y PROCESOS ACTIVOS

- Ing. Alberto Díaz de Neira (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)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dra. 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)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

- Ing. 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
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

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

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de Salcedo (6174) y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Salcedo (6174) y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa a escala 1:150.000 y Memoria adjunta

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Río San Juan, Guayabito, Salcedo, Gaspar Hernández, Pimentel, Cabrera y Villa Riva
- Informe de Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Río San Juan, Guayabito, Salcedo, Gaspar Hernández, Pimentel, Cabrera y Villa Riva
- Informe de interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

RESUMEN

La Hoja de Guayabito (6174-II) se encuadra principalmente en el denominado Complejo de Río San Juan, limitado estructuralmente al norte por la prolongación oriental de la Zona de Falla del Camú y al sur, por la Zona de Falla Septentrional. Al este y al suroeste también se encuentran representadas la Llanura Costera del Atlántico y la Cuenca del Cibao, respectivamente.

En la Hoja se distinguen tres conjuntos litológicos: (1) un complejo de basamento plutono-metamórfico relacionado con subducción, cuya estructura interna consiste en un apilamiento imbricado de láminas con rocas de alta-P; (2) un grupo de rocas siliciclásticas y turbiditas de edad Eoceno a Mioceno, de las Fms. Imbert y La Toca, que se disponen discordantes, plegadas y fracturadas, sobre el complejo; y (3) una cobertera discordante poco deformada integrada por las rocas detríticas de los Conglomerados de La Piragua y por las carbonatadas de las Fms. Villa Trina y Los Haitises, de edad Mioceno Medio-Plioceno, además de los depósitos cuaternarios.

El Complejo de Río San Juan está deformado por un sistema de fallas inversas y de desgarre sinistral, relacionadas con la tectónica cenozoica de grandes zonas de falla transpresivas. En sus afloramientos en la Hoja se pueden diferenciar, de norte a sur, las siguientes unidades cartográficas, generalmente separadas por zonas de falla de gran escala:

- Unidad de Loma El Morrito. Compuesta por los esquistos de Puerca Gorda y de El Guineal. Los primeros son esquistos máficos, metabasaltos porfídicos y metavulcanitas máficas, en tanto que los segundos están constituidos por meta-riolitas porfídicas, metavulcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos. La Zona de Falla de El Higüero separa esta unidad de la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara, situada al norte.
- Unidad de La Cuaba. Integrada por cinco subunidades estructurales, de representación muy variada, que de base a muro son: (1) peridotitas masivas serpentinizadas y serpentinitas foliadas de El Helechal; (2) metacumulados ultramáficos y gneises máficos y ultramáficos con granate; (3) ortogneises bandeados y foliados máfico-intermedios (metagabros y metadioritas) de grano

medio-grueso, frecuentemente con segregaciones leucocráticas concordantes con hornblenda, y ortogneises basales blastomiloníticos/miloníticos; (4) anfibolitas con granate y metagabros bandeados subordinados de grano medio-grueso, frecuentemente con granate; y (5) anfibolitas y esquistos máficos de grano fino con anfíbol cálcico y en ocasiones, epidota.

- Batolito del Río Boba. Intruye en la Unidad de La Cuaba, constituyendo un complejo plutónico/metaplutónico formado esencialmente por tres series o conjuntos ígneos: (1) Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; (2) Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel; y (3) Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

La estructura dúctil del basamento en el sector meridional del Complejo consiste en un apilamiento de lacolitos del Batolito del Río Boba, de escala kilométrica e inclinados al SO, intrusivos en la Unidad de La Cuaba (al S y SO) y en los esquistos de El Guineal y Puerca Gorda (al N y NE). Las rocas de la Unidad de La Cuaba muestran deformación no coaxial muy heterogénea, posiblemente por un cizallamiento transcurrente regional, habiendo desarrollando fábricas planares y plano-lineares (Sp-Lp) en condiciones metamórficas de la facies anfibolítica de media y alta-P, transicional a la facies eclogítica, durante el pico térmico, y en condiciones de la facies de las anfibolitas de media y baja-P durante la retrogradación. No obstante, la foliación Sp está plegada regionalmente por un sistema de antiformes y sinformes subverticales de dirección NNO-SSE a NO-SE, por lo que la disposición original de la Sp-Lp podría haber sido subhorizontal. La Unidad de La Cuaba aparece intruida por el Batolito del Río Boba de forma sincinemática tardía a la deformación principal. El batolito intruyó a alta-T y se enfriaría isobáricamente en condiciones de la facies de las granulitas de dos piroxenos (sin granate estable) a la de las anfibolitas de media/baja-P. Los datos geocronológicos indican una edad de ~85 Ma (Coniaciano-Santoniano) para el pico del metamorfismo en condiciones de la facies de las anfibolitas con granate y epidota. Esta edad es consistente con las edades de 90-92 Ma obtenidas para las intrusiones de gabra-dioritas tardías del Batolito de Río Boba. Las edades obtenidas en el sector septentrional del complejo indican su exhumación en el Campanieano-Maastrichtiano.

Los materiales desorganizados de la base de la Fm Imbert aflorantes en la Hoja de Río San Juan (6174-I) indican la exhumación del complejo de subducción a condiciones submarinas con anterioridad al Eoceno Medio. Esto sugiere que la deformación y estructura dúctil-frágil y frágil en la Mélange de Jagua Clara, y la

yuxtaposición con la unidad de Loma El Morrito a nivel de la Zona de Falla de El Higüero, tuvieron lugar en el intervalo Maastrichtiano-Paleoceno.

La macroestructura del complejo se caracteriza por una serie de pliegues y cabalgamientos frágiles, de dirección ONO-ESE y vergencia al NNE, que imbrican al basamento metamórfico y a las rocas sedimentarias de las Fms. Imbert y La Toca (Eoceno-Mioceno Inferior); el sistema de pliegues también afecta a los Conglomerados de La Piragua (Mioceno Medio), aunque aparentemente con un menor acortamiento. Por el contrario, dichas estructuras no afectan a las unidades carbonatadas de las Fms. Villa Trina y Los Haitises (Mioceno Medio-Pleistoceno), por lo que son estructuras anteriores. En cualquier caso, buena parte de las fallas previas han sido reactivadas durante el levantamiento de la Cordillera Septentrional que ha tenido lugar desde el Mioceno.

Este ascenso de la cordillera ha tenido como respuesta más reciente el desarrollo de los extensos sistemas de abanicos aluviales que ocultan el relleno de la Cuenca del Cibao y de la Llanura Costera de Nagua .

ABSTRACT

The 1:50.000 Guayabito Sheet (6174-II) is located in the north area of the Dominican Republic, and belongs to the María Trinidad Sánchez, Salcedo y Duarte provinces. Geologically, it mainly includes the north half of the Río San Juan complex. The general geology of the Río San Juan complex is mainly composed of three elements: (1) a subduction-related metamorphic complex whose internal structure consists of a imbricate stack of high-P rocks forming slabs; (2) a group of Eocene to Miocene siliciclastic and turbiditic rocks of the Imbert and La Toca Formations, that are both in fault contact and unconformable overlie the metamorphic complex along the western area; and (3) an unconformable cover of subhorizontal Late Miocene to Pleistocene limestone formations of the Villa Trina and Los Haitises Formations, as well as the Holocene superficial formations, belonging to the Llanura Costera del Atlántico and Cibao basin. The whole Río San Juan complex is deformed by a left-hand strike-slip and reverse fault system, related with the (at least) earliest Miocene to Present movement of the Camú fault zone. This large-scale, subvertical fault zone occurs onshore just north of the complex.

In ascending order, the major tectonic units forming the Río San Juan complex are:

- *Gaspar Hernández serpentinitized peridotite-tectonite*. It is composed by massive, serpentinitized harzburgite and dunite forming “native” mélange blocks (protolith) that grade into surrounding sheared serpentinite or gouge. Gabbroic rocks and dolerite sills are sparse and they have not developed high-P metamorphism (altered to sub- and greenschists facies low-T, sea-floor, metamorphism). Original olivine, enstatite and sparse clinopyroxene are replaced by microscopic serpentine minerals, bastite pseudomorphs and dusty magnetite. Chrome- aluminous spinel (2 to 3%) is altered to opaque oxides. The serpentinite mineral assemblage is chrysotile, lizardite, brucite, magnetite, chlorite product of low-temperature hydrous alteration. Mafic dikes that cut the original peridotite are altered to whitish “rodingite” composed of hydrous calcium - aluminum silicate minerals
- *Jagua Clara serpentinite-matrix* mélange. The massive serpentinite with relict peridotite textures was overprinted by schistose and sheared serpentinite, and

serpentinite gouge, recording various degrees and conditions of internal deformation. Serpentinite schistosity surfaces warp around mélange hard blocks, which range from less than 1 meter up to 2.5 kilometer in diameter (Loma del Catey). Blocks are massive serpentinitized peridotite, and “non-native” high-pressure metamorphic rocks, greenstones, orthogneisses and foliated muscovite-bearing leucotonalites. “Non-native” blocks in the mélange are: high-P metamorphic rocks and Hicotea mafic schists. The high-P metamorphic rocks have meter- to hectometer-scale dimensions, they are mainly garnet, lawsonite, omphacite and jadeite-bearing blueschist; glaucophane and phengite-eclogites; garnet-amphibolites and greenstones. Felsic orthogneisses, marbles and metapelites also occur. The Hicotea schist is composed by mafic schists, with intercalations of white marbles and rare ribbon cherts. Protoliths are basic-intermediate volcanic rocks. The deformation and high- to low-P metamorphism (glaucophane and actinolite assemblages) mask the original textures and structures. The mélange was intruded by sills of muscovite-bearing foliated leucotonalites.

- *El Morrito unit.* The El Morrito fault zone brings the El Guineal schist from the south onto the Jagua Clara mélange. The El Morrito unit is composed by the Puerca Gorda schists and the El Guineal schists. Protoliths of the Puerca Gorda schists are basic-intermediate volcanic rocks, often prophyritic. Protoliths of the El Guineal schists are felsic volcanic rocks. The unit was intruded by the Río Boba batholith. It is a meta-plutonic complex essentially composed by three igneous suites: (1) Quita Espuela gabbro-norites and metagabbro-norites; (2) Matel oxide-bearing gabbro-norites and metagabbro-norites; and (3) La Manaclá gabbros, diorites and hornblende-bearing tonalites.

The Jagua Clara mélange was intruded by concordant sheet-like bodies of strongly foliated muscovite-bearing leucogranites. Typically, these felsic intrusives are deformed from magmatic to solid-state conditions in the core and solid-state conditions in the rim. The internal magmatic foliation and the mylonitic fabric in the deformed external sector of the leucogranites parallels the intrusive contact and the regional foliation of the enclosing serpentinites. Zircons extracted from this sample gives a Concordia lower intercept of 68.9 ± 0.3 Ma, which match to other geochronological data recently published for cooling at $T < 400^\circ$ C in the high-P blocks. This Campanian-Maastrichtian boundary U-Pb age is interpreted as the crystallization age of the syn-kinematic leucogranite and, as field evidence indicates, ductile shearing deformation in the

mélange was at least from 69 Ma. In this sample, a Concordia superior interception at 1042.8 ± 2.8 Ma (4 points regression) suggest Greenville core zircon ages mixed with rims of Cretaceous ages. These leucogranites are probably melts of subducted siliciclastic sediments derived from the southern continental margin of North America plate (i.e. Mesozoic sediments deposited onto the Bahamas platform that eroded a Greenville basement).

The disorganized materials of the lower Imbert Formation indicate the exhumation of the subduction complex to submarine conditions before the Middle Eocene. This indicates that deformation and ductile-brittle and brittle deformation in the mélange, and the tectonic juxtaposition with the Morrito unit at El Higüero fault zone, took place in the Maastrichtian to Paleocene interval.

The macrostructure of northern Río San Juan complex is characterized by a serie of folds and brittle thrusts, of WNW-ESE trend and NNE vergence that imbricate the metamorphic rocks with the sedimentary rocks of Imbert and La Toca Formations. These folds and thrusts do not deform the siliciclastic and carbonaceous rocks of the Late Miocene and Pliocene, so they are older structures. However, many fault zones have been reactivate during the Miocene to the Quaternary uplift of the Cordillera Septentrional.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	16
1.1. METODOLOGÍA.....	16
1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	19
1.3. MARCO GEOLÓGICO.....	23
1.3.1. La Geología de La Española.....	23
1.3.2. Macrounidades geológicas.....	25
1.3.3. Historia Geológica de La Española.....	30
1.3.4. Macroestructura de La Española.....	31
1.3.5. Geología de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná.....	32
1.3.6. El Complejo de Río San Juan.....	36
1.4. ANTECEDENTES.....	38
2. ESTRATIGRAFÍA.....	42
2.1. COMPLEJO METAMÓRFICO DE RÍO SAN JUAN.....	42
2.1.1. Unidad de La Cuaba.....	47
2.1.2. Unidad de Loma El Morrito.....	52
2.1.2.1. Esquistos de Puerca Gorda (6). Esquistos máficos (metavulcanitas básicas) con esporádicas intercalaciones de esquistos cuarzo-feldespáticos ..	52
2.1.2.2. Esquistos de El Guineal (7). Esquistos cuarzo-feldespáticos (metavulcanitas ácidas) con esporádicas intercalaciones de esquistos máficos ..	53
2.1.3. Batolito del Río Boba.....	54
2.2. COBERTERA CENOZOICA.....	55
2.2.1. Eoceno-Mioceno Inferior.....	58
2.2.1.1. Fm Imbert (13). Brechas, calizas, areniscas y lutitas. Eoceno Medio-Superior P_2^{2-3}	58
2.2.1.2. Fm La Toca (14). Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. Oligoceno-Mioceno Inferior $P_3-N_1^1$	61
2.2.2. Mioceno Inferior-Pleistoceno.....	63
2.2.2.1. Conglomerados de El Firme (15). Conglomerados. Mioceno Inferior-Medio N_1^{1-2}	64
2.2.2.2. Conglomerados de La Piragua (16). Conglomerados, arenas y lutitas. Mioceno Inferior-Medio N_1^{1-2}	66

2.2.2.3. Fm Villa Trina (17). Margas con intercalaciones de calizas. Mioceno Medio-Plioceno Inferior N_1^2 - N_2^1	68
2.2.2.4. Arenas, arcillas y calizas (18) (Equivalente de la Fm Villa Trina) N_1^3 - N_2^1	70
2.2.2.5. Fm Los Haitises (19). Calizas y calizas arrecifales. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior N_2^2 - Q_1	71
2.2.2.6. Margas, calizas y calcarenitas (20) (Equivalente de la Fm Los Haitises) N_2^2 - Q_1	73
2.2.3. Cuaternario.....	74
2.2.3.1. Piedemonte (21). Bloques, cantos y arcillas rojas. Pleistoceno Q_{2-3}	74
2.2.3.2. Abanicos aluviales (22). Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno Q_{2-3}	75
2.2.3.3. Fondo de dolina, uvala o poljé (23). Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno Q_{2-4}	76
2.2.3.4. Abanicos aluviales (24). Arcillas rojas con niveles de bloques y gravas. Pleistoceno Superior Q_3	76
2.2.3.5. Terraza (25). Gravas, arenas y lutitas. Holoceno Q_4	77
2.2.3.6. Llanura de inundación (26) Arenas, lutitas, gravas y bloques. Cauce o meandro abandonado (27) Lutitas, arenas y gravas. Holoceno Q_4	77
2.2.3.7. Fondo de valle (28). Gravas, bloques, arenas y lutitas. Holoceno Q_4 ..	78
3. PETROLOGÍA	79
3.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	79
3.1.1. Unidad de La Cuaba.....	79
3.1.1.1. Harzburgitas.....	80
3.1.1.2. Serpentinitas	81
3.1.1.3. Peridotitas y piroxenitas con granate.....	82
3.1.1.4. Hornblenditas.....	82
3.1.1.5. Metagabros y metadioritas bandeadas.....	84
3.1.1.6. Metagabros bandeados con pargasita, clinopiroxeno y epidota	86
3.1.1.7. Anfibolitas con Mg-hornblenda, epidota y rutilo	87
3.1.1.8. Leucotonalitas foliadas con anfíbol cálcico y epidota	89
3.1.1.9. Anfibolitas con granate, pargasita y rutilo	89
3.1.1.10. Metagabros foliados con granate, pargasita y rutilo	93
3.1.1.11. Leucogabros y leucodioritas con granate, anfíbol cálcico y rutilo.....	93
3.1.1.12. Leucotonalitas con granate y/o anfíbol cálcico y epidota foliadas	94
3.1.1.13. Metagabros con segregaciones leucocráticas con granate.....	94
3.1.1.14. Anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota	96
3.1.1.15. Metagabros y metadioritas.....	99
3.1.1.16. Dioritas y tonalitas con hornblenda foliadas	99

3.1.1.17. Mármoles	100
3.1.2. Esquistos de Puerca Gorda.....	101
3.1.2.1. Esquistos con glaucofana, epidota y albita.....	101
3.1.2.2. Esquistos de grano fino con clorita, mica blanca y epidota	104
3.1.2.3. Basaltos/metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno	104
3.1.2.4. Microgabros	106
3.1.3. Esquistos de El Guineal	107
3.1.3.1. Cuarzo-esquistos con cloritoide y mica marrón	107
3.1.4. Batolito del Río Boba.....	108
3.1.4.1. Websteritas con olivino (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela).....	110
3.1.4.2. Wherlitas y clinopiroxenitas con olivino (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)	113
3.1.4.3. Gabronoritas y gabronoritas con olivino de grano grueso, variablemente foliadas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela).....	113
3.1.4.4. Metagabronoritas coroníticas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)	114
3.1.4.5. Metagabronoritas foliadas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela).....	117
3.1.4.6. Gabros y noritas con olivino (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela).....	119
3.1.4.7. Metanoritas coroníticas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela).....	121
3.1.4.8. Gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos (Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel).....	122
3.1.4.9. Metagabronoritas con óxidos coroníticas (Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel).....	125
3.1.4.10. Gabros y dioritas hornbléndicas (Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá)	126
3.1.4.11. Cuarzo-dioritas y tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, foliadas (Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá)	127
3.2. GEOQUÍMICA.....	128
3.2.1. Unidad de La Cuaba.....	128
3.2.2. Esquistos de Puerca Gorda.....	137
3.2.2.1. Basaltos/metabasaltos con orto y clinopiroxeno porfídicos	137
3.2.2.2. Interpretación de la unidad y correlaciones	142
3.2.3. Esquistos de El Guineal	142
3.2.3.1. Metadacitas y metarriolitas	142

3.2.4. Batolito del Río Boba.....	145
3.2.4.1. Unidad de gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela	149
3.2.4.2. Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel	151
3.2.4.3. Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá	152
3.2.4.4. Interpretación	152
3.3. GEOCRONOLOGÍA	154
3.3.1. Dataciones por el método U-Pb	155
3.3.2. Dataciones por el método Ar-Ar	157
3.4. METAMORFISMO	158
4. TECTÓNICA	161
4.1. MACROESTRUCTURA REGIONAL.....	161
4.2. MESOESTRUCTURAS E HISTORIA DEFORMATIVA	165
4.2.1. Deformación D0.....	165
4.2.2. Deformación D1.....	166
4.2.2.1. Deformación en la Unidad de Loma El Morrito	166
4.2.2.2. Intrusión del Batolito del Río Boba.....	167
4.2.3. Deformación D2.....	168
4.2.4. Deformación D3.....	168
4.2.5. Fracturación tardía	170
5. GEOMORFOLOGÍA	171
5.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	171
5.1.1. Estudio morfoestructural.....	171
5.1.1.1. Formas estructurales	171
5.1.2. Estudio del modelado.....	173
5.1.2.1. Formas gravitacionales.....	174
5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	174
5.1.2.3. Formas lacustres y endorreicas.....	176
5.1.2.4. Formas originadas por meteorización química	176
5.1.2.5. Formas poligénicas.....	177
5.2. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA.....	177
5.3. PROCESOS ACTIVOS SUSCEPTIBLES DE CONSTITUIR RIESGO GEOLÓGICO	179
5.3.1. Actividad sísmica.....	180
5.3.2. Tectónica activa.....	182
5.3.3. Actividad asociada a movimientos de laderas.....	183
5.3.4. Actividad asociada a procesos de erosión	183
5.3.5. Actividad asociada a procesos de inundación y sedimentación.....	184
5.3.6. Actividad asociada a litologías especiales	185
6. HISTORIA GEOLÓGICA	186

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	189
7.1. HIDROGEOLOGÍA.....	189
7.1.1. Climatología e hidrología.....	189
7.1.2. Hidrogeología	189
7.2. RECURSOS MINERALES	193
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	194
7.2.2. Rocas Industriales	194
7.2.2.1. Descripción de las Sustancias	194
7.2.3. Potencial minero.....	195
7.2.3.1. Minerales metálicos y no metálicos	195
7.2.3.2. Rocas Industriales y Ornamentales	195
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	196
8.1. RELACIÓN DE LOS L.I.G.....	196
8.2. DESCRIPCIÓN DE LOS LUGARES.....	197
9. BIBLIOGRAFÍA.....	201
ANEXO I	213
ANEXO II	223

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. 1.1):

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 Vasquez, 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)

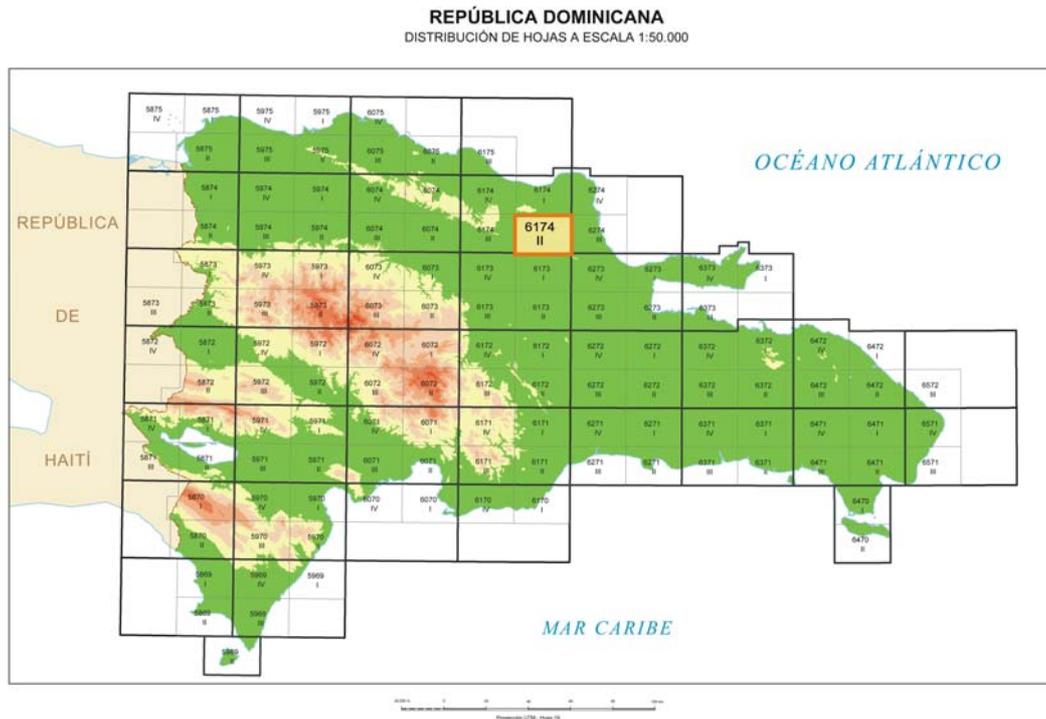


Fig. 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Guayabito (6174-II)

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, 6170-I; y Baní, 6170-IV)

Zona Suroeste:

- Isla Beata (Isla Beata, 5868-I)
- Cabo Rojo (Cabo Rojo, 5869-I; y Punta Ceminche, 5869-II)
- Enriquillo (Enriquillo, 5969-I; 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 se hacen alusiones a otras Hojas a escala 1:50.000, en especial a las de Río San Juan (6174-I) y Salcedo (6174-III).

Durante la confección de la Hoja a escala 1:50.000 de Guayabito (6174-II) se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis doctorales y publicaciones monográficas, pero también trabajos de investigación y de exploración minera. La cartografía se ha realizado, principalmente, con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existe cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1964), cedidas por la Dirección General de Minería (DGM). Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de *Google Earth*, muy adecuadas para esta zona, satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético y espectrométrico de la República Dominicana (CGG, 1997).

Todos los puntos de observación y recorridos han sido grabados con ayuda de un PDA (Personal Digital Assistant) o TabletPC con sistema acoplado de GPS (System Global Positioning) y el software ArcPad v. 7.1 de Esri®. Los datos han sido descargados en una base de datos espaciales y representados en un sistema de información geográfica (SIG), con una confrontación respecto a la información preexistente (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporada en el SIG.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, geoquímicas, geocronológicas, paleontológicas y sedimentológicas), de datos geológicos estructurales y petrológicos, así como fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de Constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (Salcedo, 6174).

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación Geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Guayabito se localiza en el sector septentrional de la República Dominicana, perteneciendo su mitad oriental a los municipios de Río San Juan y Nagua, en la provincia de María Trinidad Sánchez, en tanto que su mitad occidental se incluye en el municipio de San Francisco de Macorís, perteneciente a la provincia de Duarte. En el extremo noroccidental está representado mínimamente el municipio de Tenares, adscrito a la provincia de Salcedo.

Su fisiografía queda definida por la presencia de tres de los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana: la Cordillera Septentrional, que ocupa la mayor parte de la superficie de la Hoja; la Llanura Costera del Atlántico, dispuesta al noreste del anterior; y el Valle del Cibao, que ocupa el extremo suroccidental (Fig. 1.2).

La Cordillera Septentrional es una alineación montañosa de dirección ESE-ONO que se extiende a lo largo de unos 200 km, entre Monte Cristi y Nagua, discurriendo en paralelo al litoral atlántico. Incluye subdominios de características netamente contrastadas, alcanzando su máxima altitud en el pico Diego de Ocampo (1.249 m). Debido al destacado carácter tectónico de su límite meridional, constituido por la falla Septentrional, muestra una marcada asimetría, con una vertiente sur estrecha, pero de elevadas pendientes, y una vertiente norte muy extensa, que presenta una pendiente regional baja (Fig. 1.3). La presente Hoja se sitúa en el extremo oriental de la cordillera, donde su fisiografía y la naturaleza de su sustrato permiten individualizar un

subdominio, conocido como macizo de Río San Juan (Fig. 1.4). Sus principales elevaciones orográficas se orientan en dirección NO-SE, alcanzando su máxima altitud, 985 m, en la loma de Quita Espuela, declarada como Reserva Científica. Se trata de un dominio fuertemente incidido por una densa red de drenaje, favorecida por las intensas precipitaciones, las elevadas pendientes y la litología y estructuración del sustrato.

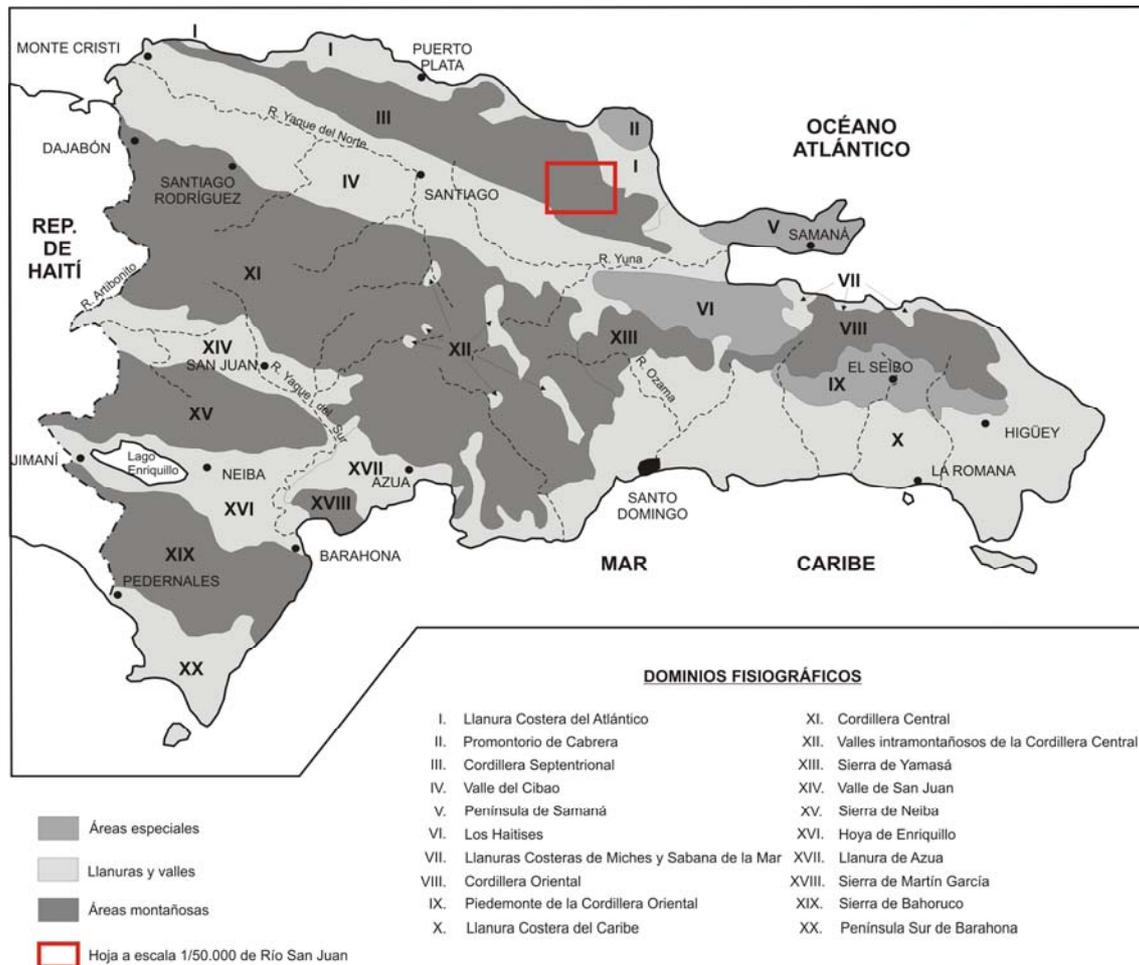


Fig. 1.2. Esquema de situación de la Hoja de Guayabito en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (De la Fuente, 1976, modificado)

La Llanura Costera del Atlántico es una extensa, estrecha e irregular franja del litoral atlántico, localizada al norte y al este de la Cordillera Septentrional, y cuyo litoral posee carácter predominante de costa baja, con desarrollo de manglares, cordones litorales y playas. Pertenece a ella el sector nororiental de la Hoja, que se dispone como una espectacular planicie entre la cordillera y el Promontorio de Cabrera, lo que ha sugerido su individualización como Llanura Costera de Nagua (De la Fuente, 1976).



Fig.1.3. Modelo digital del terreno de la Cordillera Septentrional, la Llanura Costera del Atlántico y el Valle del Cibao

El Valle del Cibao es una notable depresión que se extiende a lo largo de 240 km, entre las bahías de Monte Cristi (O) y Samaná (E). Su límite norte, con la Cordillera Septentrional, posee carácter neto y rectilíneo, en tanto que el meridional, con la Cordillera Central, la sierra de Yamasá y la región de Los Haitises, es más sinuoso. En su sector central se encuentra su máxima elevación (175 m), que actúa como divisoria entre dos de las principales cuencas fluviales del país, las de los ríos Yaque del Norte (O) y Yuna (E). Ocupa el sector suroccidental de la Hoja, en el cual se pierde parcialmente su carácter de espectacular planicie, debido a su situación en las estribaciones de un subdominio elevado conocido como Ridge de San Francisco (Winslow *et al.*, 1991).

El río Boba, que atraviesa con trazado sinuoso el macizo de Río San Juan de oeste a este, es el principal curso fluvial de entre la nutrida red de ríos y arroyos de carácter permanente que constituyen la red de drenaje. Al igual que en otras zonas de la cordillera, los cursos fluviales de la vertiente atlántica son largos y de pendientes moderadas, a diferencia de los de la vertiente cibaeña, cuyo tránsito por la cordillera es más corto, pero con pendientes mucho más elevadas. Junto al citado Boba, entre los ríos de la vertiente septentrional cabe señalar el Baquí y el Nagua, en tanto que en la vertiente meridional sobresale el río Jaya.

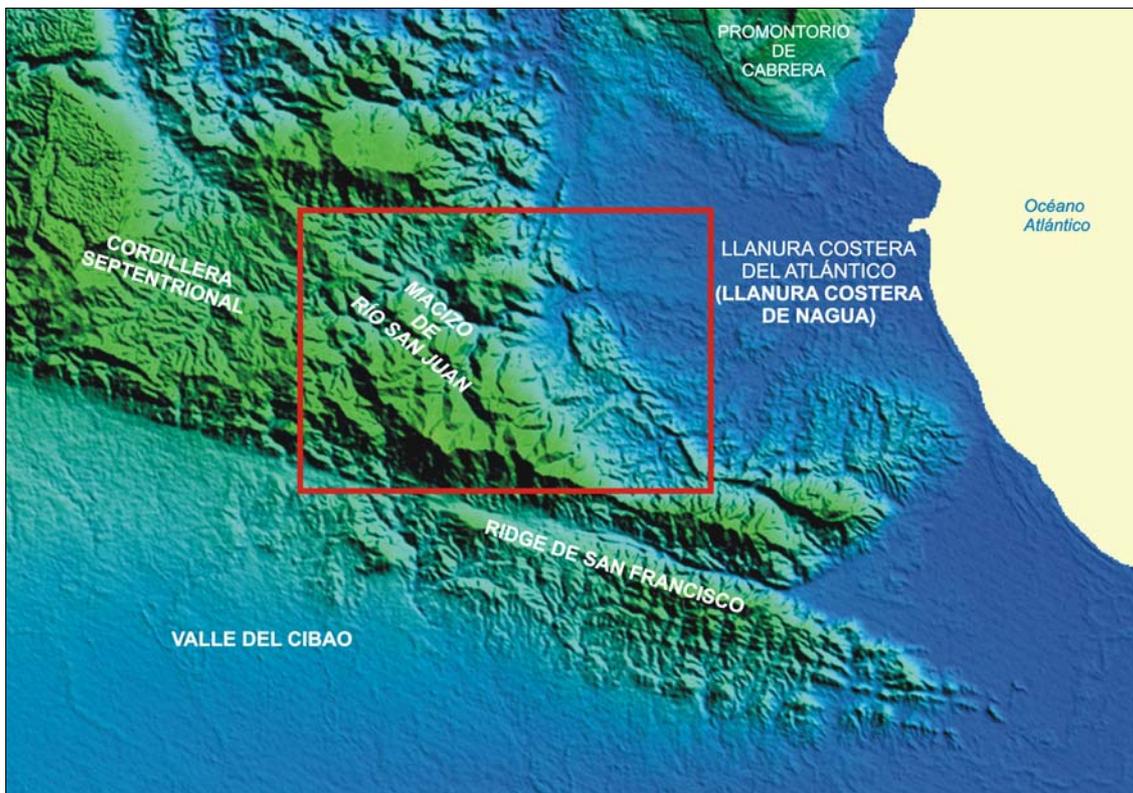


Fig. 1.4. Dominios fisiográficos en el ámbito de la Hoja de Guayabito

La región posee un típico clima tropical (De la Fuente, 1976), suavizado por su carácter insular, con temperaturas medias de 25-26° C en la llanura y el valle, que disminuyen en la cordillera; las precipitaciones muestran una tendencia general ascendente de suroeste a noreste, desde 1.600 hasta 2.400 mm/año, observándose un máximo superior a 3.000 mm/a en el ámbito de Quita Espuela. Es frecuente la llegada de tormentas tropicales y huracanes, especialmente concentrados entre septiembre y octubre, observándose variaciones estacionales ligeras, siendo algo más acusadas las diarias. La estación de lluvias se extiende de diciembre a marzo y la seca, de marzo a diciembre.

La vegetación varía notablemente, con predominio de los bosques muy húmedos subtropicales que pasan a húmedos subtropicales en las zonas bajas. La flora del ámbito de la Reserva Científica de Quita Espuela incluye además un bosque pluvial subtropical; una gran parte de sus zonas más altas está cubierta por bosques latifoliados densos, que se pueden considerar primarios. En general, escasean los pastos y cultivos, adquiriendo éstos su mayor desarrollo en la Llanura Costera de Nagua.

Se trata de una zona muy escasamente poblada, especialmente en el ámbito de la cordillera, destacando los pequeños núcleos de población de Guayabito y Jaya; en cualquier caso, en el sector suroccidental se observa un mayor grado de ocupación debido a su situación bajo el ámbito de influencia de San Francisco de Macorís. En el resto de la zona, sus habitantes se encuentran desperdigados por pequeñas aldeas y casas de campo, localizándose sus principales núcleos a lo largo de las principales pistas y carreteras más destacadas. La principal actividad de sus habitantes se centra en las labores agrícolas y ganaderas.

La red de comunicaciones es muy precaria, reduciéndose al pequeño número de carreteras del sector suroccidental y al más numeroso conjunto de pistas, de forma que el acceso a la mayor parte de la zona debe efectuarse a pie, en algunos casos con bastante dificultad.

1.3. Marco Geológico

1.3.1. La Geología de La Española

Desde un punto de vista geodinámico, la isla de La Española se encuentra situada en la parte septentrional de la placa del Caribe; junto con Puerto Rico constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Figs. 1.5 y 1.6), 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 septentrional del Caribe ha evolucionado notablemente desde el Cretácico hasta hoy. Previamente al Eoceno, este margen fue fundamentalmente de subducción (convergente con la placa de Norteamérica), como 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 Norteamérica), dio lugar a la transición de un régimen dominado por subducción a otro 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 sinistro. Las reconstrucciones de placas propuestas para la región septentrional del Caribe indican que la plataforma de Las Bahamas se ha movido en los últimos 20 Ma hacia el oeste con respecto a la placa del Caribe y que los efectos de las 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).

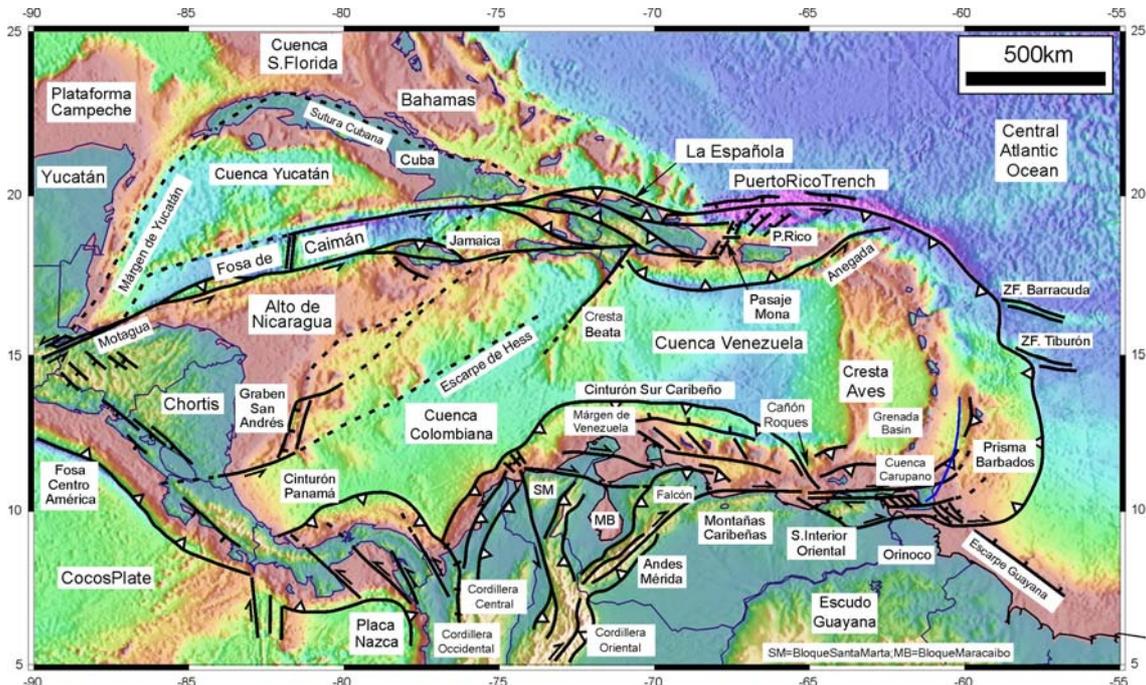


Fig. 1.5. Esquema de la placa Caribeña, con la isla de La Española en su borde septentrional, mostrando los límites y los principales elementos tectónicos

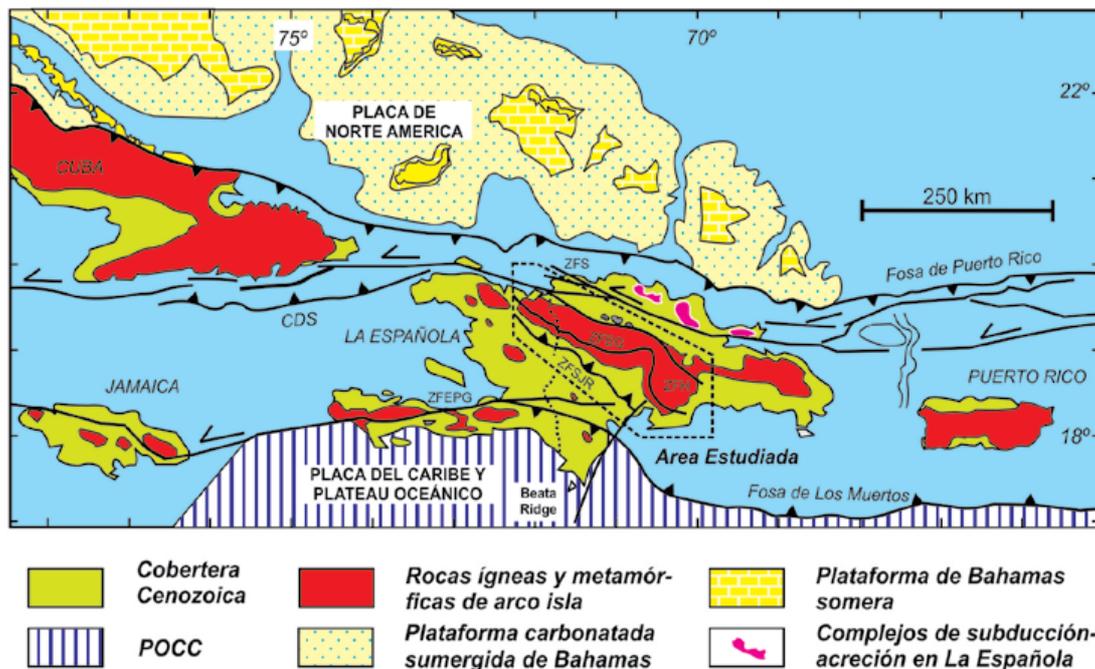


Fig. 1.6. Esquema del margen septentrional de la placa Caribeña (Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991b). Zonas de desgarre: Septentrional (ZFS), La Española (ZFH), La Guácara-Bonao (ZFBG), San Juan-Los Pozos (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG)

Situados en la Cordillera Septentrional de La Española y a lo largo del borde meridional de la Fosa de Puerto Rico, los afloramientos de rocas metamórficas de alta presión constituyen evidencias de la antigua zona de subducción exhumada, cuyo levantamiento continúa en la actualidad. Como indican la distribución de mecanismos focales, las medidas de los desplazamientos de la placa del Caribe mediante GPS, la elevación topográfica de numerosas áreas, la existencia de fallas activas y de terrazas marinas emergidas (Fig. 1.7), La Española constituye una zona de tectónica activa debido a que el borde septentrional de la placa Caribeña está actualmente sometido a un régimen de convergencia oblicua (Calais *et al.*, 1992, 1998, 2002; Mann *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; y Prentice *et al.*, 2003). Esta actividad se manifiesta igualmente por una notable actividad sísmica, como reflejan los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

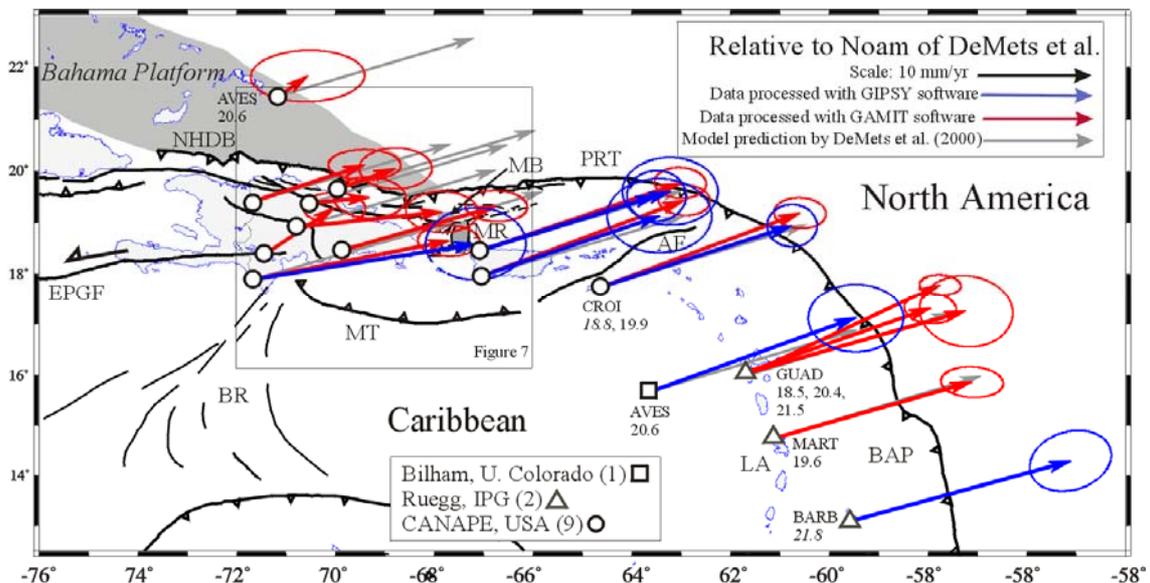


Fig. 1.7. Movimiento relativo de la placa Caribeña hacia el ENE basado en medidas GPS y modelos dinámicos globales (DeMets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002). La situación de La Española en un relevo contractivo sinistro origina la actividad tectónica y la creación de relieve

1.3.2. Macrounidades geológicas

Debido a su localización en el borde norte de la placa Caribeña, la estructura geológica de La Española resulta de la convergencia oblicua del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco-isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno y continúa en la actualidad (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991b, 1995, 2008). La tectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada

por una alternancia de alineaciones montañosas y valles, que pueden ser agrupados en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas que presentan características geológicas propias (Fig. 1.8). Generalmente, los límites de cada una de estas zonas están determinados por alineaciones morfoestructurales bien definidas.



Fig. 1.8. Principales unidades Morfotectónicas de La Española (Lewis y Draper, 1991)

Por otra parte, La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991b). Estas zonas de falla son: Septentrional, La Española, Bonao-La Guácara, San Juan-Los Pozos y Enriquillo-Plantain Garden (Fig. 1.9). Las rocas de estos terrenos están cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno-Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran la colisión oblicua arco-continente, así como la subducción activa del margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991b, 1995; Calais *et al.*, 1995; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Hernaiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; Brink *et al.*, 2009).

El estado actual de los conocimientos geológicos de la República Dominicana, apoyado en buena medida en los estudios efectuados dentro del Programa SYSMIN, ha permitido distinguir diversos dominios de norte a sur (Figs. 1.10 y 1.11):

- (1) Un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norteamérica, 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-Oligoceno y las 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-Virujete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010).



Fig. 1.9. Terrenos tectonoestratigráficos de La Española (Pérez-Estaún *et al.*, 2007b): (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, Enriquillo-Plantain Garden; ZFSJR, San José-Restauración ; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan

(2) Un 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, 1991a; Kesler *et al.*, 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Joubert *et al.*, 2004; Escuder-Virujete *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-Virujete *et al.*, 2009). La Fm Los Ranchos está recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas, formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta como el relleno de la cuenca de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García-Senz *et al.*, 2007).

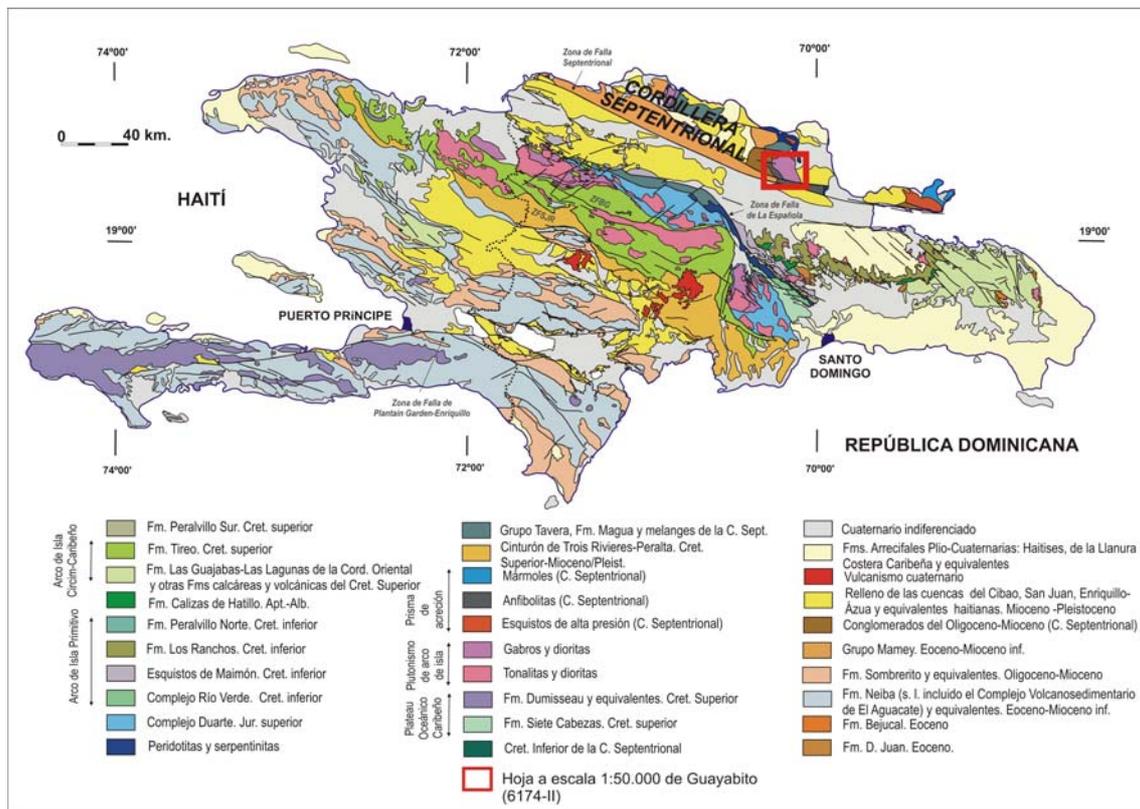


Fig. 1.10. Esquema Geológico de La Española (Lewis y Draper, 1990); Programa SYSMIN (2000, 2004). (Leyenda válida igualmente para la Fig. 1.11).

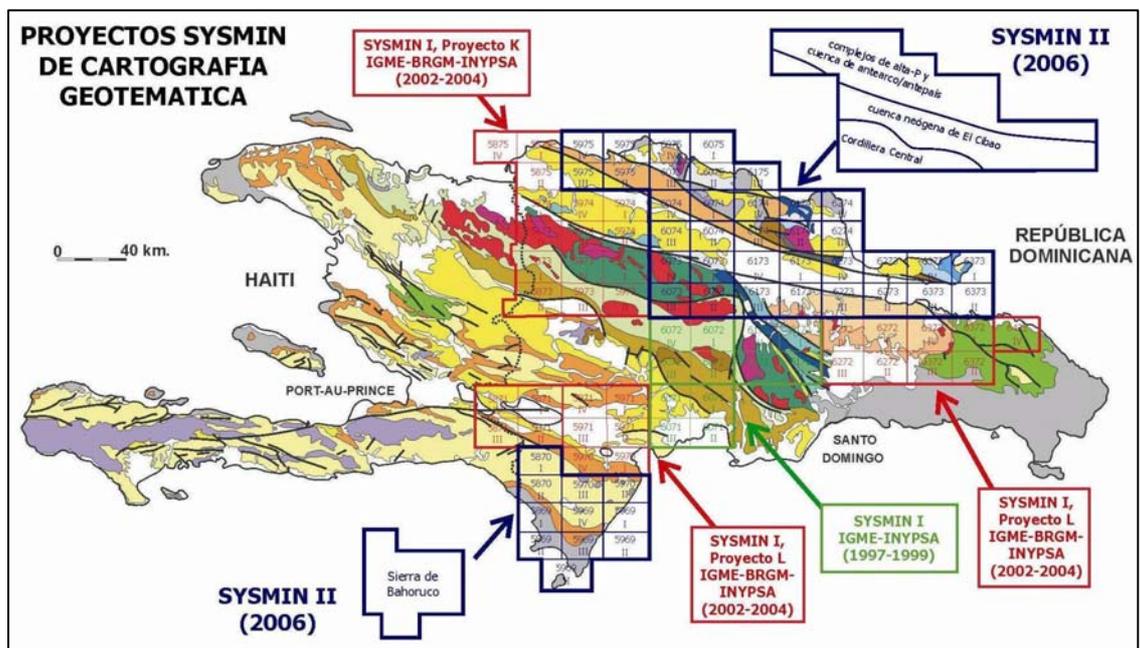


Fig. 1.11. Situación de los Proyectos de Cartografía Geotemática de la República Dominicana del Programa SYSMIN. (Leyenda del Mapa Geológico en la Fig. 1.10)

(3) Un cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotita 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, 1991a; 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) Una secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representada principalmente por la Fm 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 magmatismo intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del *plateau* Oceánico Caribeño en el Campaniano-Maastrichtiano.

(6) Unas formaciones sedimentarias del Eoceno-Oligoceno, desarrolladas por detrás del arco isla y simultáneamente a la colisión entre el arco isla y el continente Norteamericano, representadas por el Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Trois Rivières-Peralta y la cuenca de antepaís de San Juan relacionada con él (Heubeck *et al.*, 1988; Dolan *et al.*, 1991; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

(7) Unas formaciones neógenas y cuaternarias que rellenan las cuencas de Ázua y Enriquillo (Mann *et al.*, 1991b; Mann, 1999), sedimentadas en relación con 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 Española.

(8) Un fragmento levantado del *plateau* oceánico del Caribe, aflorante en la Sierra de Batoruco, constituida por basaltos oceánicos del Cretácico Superior y que constituyen el sustrato de la Dorsal de Beata y aparentemente buena parte del mar Caribe (Maurrasse *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 (Figs. 1.9 y 1.10), a favor de la cual aflora la Peridotita de Loma Caribe. Se trata de una falla de desgarre que resuelve un gran desplazamiento lateral y aproxima y yuxtapone diferentes fragmentos litosféricos.

1.3.3. Historia Geológica de La Española

La historia geológica que registran las variadas rocas que constituyen 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 el resultado de la formación del océano del proto-Caribe, debida a la separación entre las placas de Norte y Sudamérica (Mann *et al.*, 1991b; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Virquete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Virquete *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-Virquete *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-Virquete *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, 1991a; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Virquete *et al.*, 2004, 2005, 2007).
- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomaniano Superior-Turoniano) 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 Turoniano-Coniaciano (Fm Constanza) y en el Campaniano-Maastrichtiano (Fms. Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Génesis de la falla de La Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco del Cretácico Superior, así como con 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 mágmatica relacionada con la subducción. Inicio de la sedimentación siliciclástica de los grupos Mamey y Tavera. Desplazamiento a lo largo de la falla de La Española, provocando la aproximación de las parte traseras del arco a las partes frontales.
- Oligoceno-Actualidad. Movimientos en dirección en la zona de colisión y en el interior del arco. Generalización de la tectónica de desgarre con fallas de desgarre y cuencas sedimentarias asociadas (Mann *et al.*, 2002; García-Senz *et al.*, 2005, 2006; Hernaiz Huerta *et al.*, 2006). Estructuras relacionadas con la subducción al sur de la isla (Mann *et al.*, 2002). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

1.3.4. Macroestructura de La Española

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

La macroestructura de La Española consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 km de anchura, constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecieron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente. Estas

rocas están parcialmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno-actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento transcurrente sinistro entre las placas de Norteamérica y Caribeña (Mann, 1999; Mann *et al.*, 1991b, 2002; Calais *et al.*, 1995; Dolan *et al.*, 1998).

Las estructuras formadas a lo largo de la historia cenozoica de La Española son típicamente transpresionales, como: zonas de falla transcurrentes de gran escala subparalelas a la zona de colisión, que acomodan grandes desplazamientos laterales entre unidades estructurales; abanicos de fallas de alto ángulo que forman estructuras “en flor” positivas (sierras elevadas) y negativas (cuencas); sistemas de pliegues dispuestos en *echelon*; fallas con relevos locales compresionales y extensionales, etc. Un ejemplo regional de deformación transpresiva evidenciada por la distribución en el espacio y tiempo de las principales estructuras es el área de Neiba-Enriquillo, que produce el levantamiento de las sierras de Neiba, Bahoruco y Martín García, contemporáneo a la subsidencia y sedimentación en la cuenca flexural de Enriquillo. El contacto entre las áreas montañosas y la cuenca está definido por cabalgamientos y fallas de desgarre inverso. Las relaciones estratigráficas entre la cuenca de Enriquillo y las sierras, indican que durante la deformación cenozoica se formó un relieve estructural de unos 7 km de altura. Otras características estructurales de la región son la formación contemporánea de zonas de desgarre y fallas normales e inversas, todas ellas cinemáticamente relacionadas, y de sistemas de anticlinales y sinclinales dispuestos cartográficamente en *echelon*, con trazas axiales sigmoidales, definiendo un relevo lateral sinistro.

1.3.5. Geología de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná

En este apartado se describen las características litológicas, petrológicas y estructurales de las unidades estratigráficas, complejos metamórficos o dominios tectónicos existentes en la Hoja de Guayabito o que están geológicamente relacionados, pertenecientes fundamentalmente a las unidades del prisma de acreción/colisión y del Grupo El Mamey.

Las unidades del prisma de acreción/colisión aflorantes en la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná (Fig. 1.12) comprenden: los complejos de rocas de alta presión de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, incluyendo mélanges tectónicas, láminas ultramáficas serpentinizadas, esquistos azules y eclogitas (De Zoeten *et al.*,

1991). Los complejos de basamento de El Cacheal, Palma Picada y Pedro García, también afloran en la Cordillera Septentrional, pero sus características litológicas y geoquímicas permiten relacionarlos con el arco isla Caribeño. Las unidades del prisma de acreción y los complejos constituidos por rocas de arco, están incluidos en los terrenos de Samaná, Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan y Altamira (Mann *et al.*, 1991b). El límite meridional de este conjunto de unidades está constituido por la Zona de Falla Septentrional (Fig. 1.13). Mann *et al.* (1999) propusieron que las unidades de alta-P de la Cordillera Septentrional han sido exhumadas por la tectónica de desgarres inversos de movimiento sinistro y edad Neógeno-Cuaternario, asociada a dicha zona de falla, la cual es una de las varias zonas de falla transcurrentes que separan la placa Caribeña de la Norteamericana.

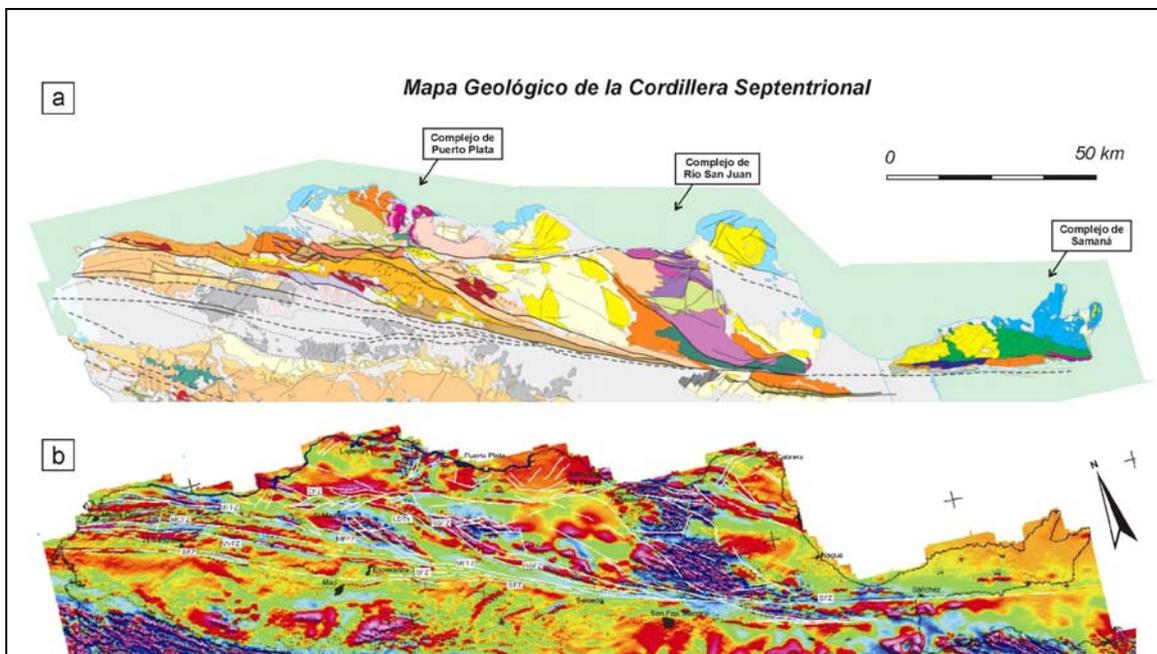


Fig. 1.12. (a) Esquema geológico de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná, al norte de la Zona de Falla Septentrional (SFZ). (b) Mapa de anomalías magnéticas, con representación de las trazas de las principales macroestructuras. (La leyenda del mapa geológico está incluida en la Fig. 1.14)

Previamente, la asociación de esquistos azules, eclogitas, mélanges tectónicas y serpentinitas, permitió a Nagle (1974) sugerir que las rocas de basamento de alta-P de la Cordillera Septentrional y la Península de Samaná fueron generadas en una zona de subducción. Mann *et al.* (1991b) agrupan estas rocas en los terrenos de Samaná y Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan, originados en el área de ante-arco o de la zona de subducción, durante el cabalgamiento dirigido al NE de la placa del Caribe sobre el margen continental de Norteamérica, a lo largo de la Fosa de Puerto Rico

(Pindell y Draper, 1991; Draper y Nagle, 1991; Joyce, 1991; De Zoeten *et al.*, 1991, 1999). Los esquistos azules y eclogitas aparecen en los complejos de alta-P de dos formas: como bloques exóticos intercalados tectónicamente en una mélangé de matriz serpentinitica de bajo grado (mélanges de Jagua Clara y Arroyo Sabana, Complejo de Río San Juan; Draper y Nagle, 1991); y como bloques lenticulares intercalados en mármoles, calco-esquistos y micaesquistos (Complejo de Samaná; Joyce, 1991; Gonçalves *et al.*, 2000; Catlos y Sorensen, 2003; Zack *et al.*, 2004; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006).

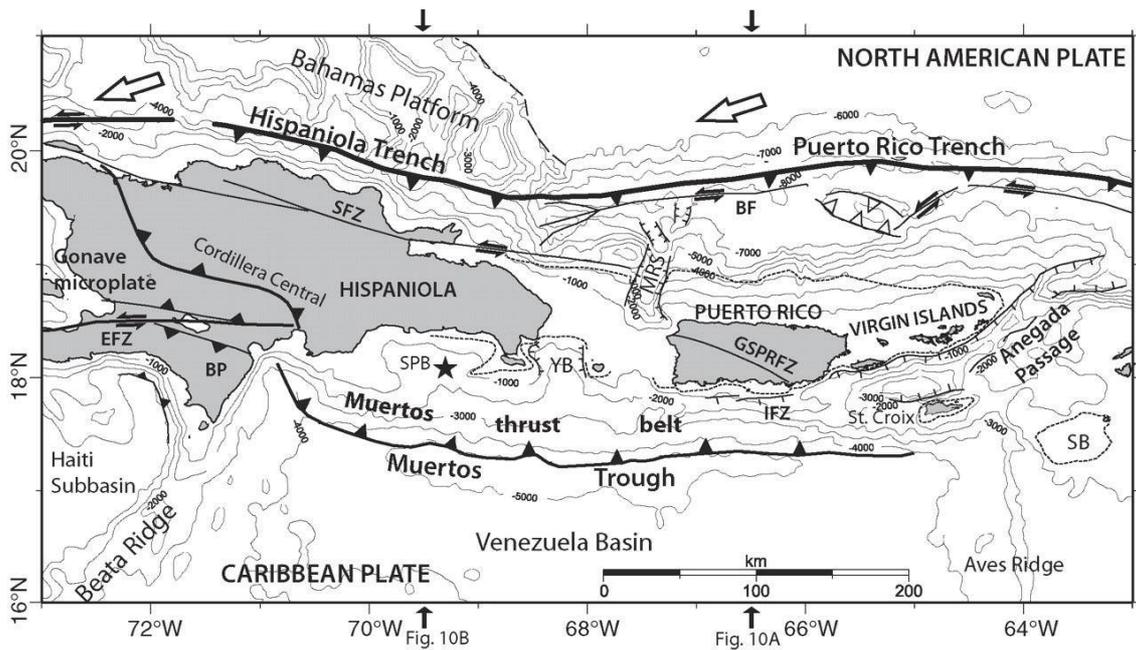


Fig. 1.13. Marco tectónico regional del sector NE de la placa del Caribe, en el que se sitúan la Cordillera septentrional y la Península de Samaná, al norte de la Zona de Falla Septentrional (SFZ). Los contornos muestran los datos batimétricos de satélite interpolados en un grid de salto 2 min (Smith y Sandwell, 1997). Las flechas grandes marcan la dirección de convergencia relativa entre las placas del Caribe y Norteamérica. La extensión de la plataforma carbonatada del Oligoceno-Plioceno está marcada por una línea de puntos (Van Gestel *et al.*, 1998). BF: falla de Bunce; BP: península de Bahoruco; EFZ: zona de falla de Enriquillo; SFZ: zona de falla Septentrional; GSPRFZ: zona de falla del sur de Puerto Rico; IFZ: zona de falla Investigator; MRS: sistema rift de Mona; SB: banco de Saba; SPB: cuenca de San Pedro; YB: Cuenca de Yuma

Para Nagle (1979) el Complejo de Puerto Plata está constituido por serpentinitas, gabros y rocas volcánicas. En unos sectores del complejo, los gabros y dioritas forman bloques incluidos en las serpentinitas, y en otros sectores, los gabros intruyen a las serpentinitas como diques y son posteriormente transformados a rodingitas. Las rocas volcánicas asociadas son de composición basáltica y andesítica, constituyendo la Fm Los Caños. Para Pindell y Draper (1991), el Complejo de Basamento de Puerto Plata

consiste principalmente en peridotitas serpentizadas, harzburgitas tectonizadas, cumulos de rocas ultramáficas y gabroicas bandeadas, gabros masivos y rocas volcánicas de composición básica e intermedia, generalmente cizalladas y localmente almohadilladas con chert intersticial y calizas; interpretan esta asociación como los restos de una serie ofiolítica. Estructuralmente, estas litologías aparecen formando bloques de escala decamétrica y hectométrica, limitados por zonas de falla con una típica alteración hidrotermal. Según estos autores, por encima de esta unidad aparece una secuencia de tobas dacíticas que contiene fósiles de edad Paleoceno-Eoceno Inferior, incluida en la Fm Imbert.

La geología de la Península de Samaná está caracterizada por tres elementos (Joyce, 1991): un complejo de basamento metamórfico relacionado con subducción, cuya estructura interna consiste en un apilamiento imbricado de láminas discretas de alta-P (Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006); un grupo de rocas siliciclásticas basculadas de posible edad Mioceno, que se disponen en contacto tectónico o discordante sobre el complejo metamórfico en la costa meridional; y una cobertera discordante de formaciones carbonatadas subhorizontales del Mioceno Superior-Plioceno.

Las unidades del Grupo El Mamey (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Dolan *et al.*, 1991) constituyen el relleno, durante el Eoceno Superior-Mioceno Inferior, de una cuenca turbidítica de antepaís suprayacente a los complejos de alta-P. En el Grupo El Mamey se reconocen las Fms. Luperón, Altamira, Las Navas y La Toca, separadas por discontinuidades y discordancias. Litológicamente, está compuesto de base a muro por biomicritas con intercalaciones locales de tobas (Paleoceno-Eoceno Inferior), conglomerados (Eoceno Superior) y turbiditas calcáreas y siliciclásticas (Eoceno Superior-Mioceno Inferior). Otras unidades relacionadas son las Fms. Imbert (Paleoceno-Eoceno) y San Marcos. El relleno de la cuenca turbidítica sigue un surco elongado de dirección NO-SE, habiendo sido formada como consecuencia de la colisión oblicua, en el Eoceno Medio-Superior, de la plataforma de Las Bahamas bajo el arco caribeño en La Española, que originó su levantamiento y transformación en área fuente de los aportes sedimentarios (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2004).

Por encima de los materiales anteriores, durante el Mioceno Superior-Pleistoceno se depositaron discordantemente los materiales margosos y carbonatados de las Fms. Villa Trina, Los Haitises y La Isabela.

1.3.6. El Complejo de Río San Juan

La geología del Complejo de Río San Juan (Fig. 1.14) ha sido estudiada desde un punto de vista litológico y estructural por Draper y Nagle (1991) y Draper *et al.* (1994), que lo dividen en dos áreas diferentes, posiblemente yuxtapuestas en el Paleógeno: septentrional y meridional.

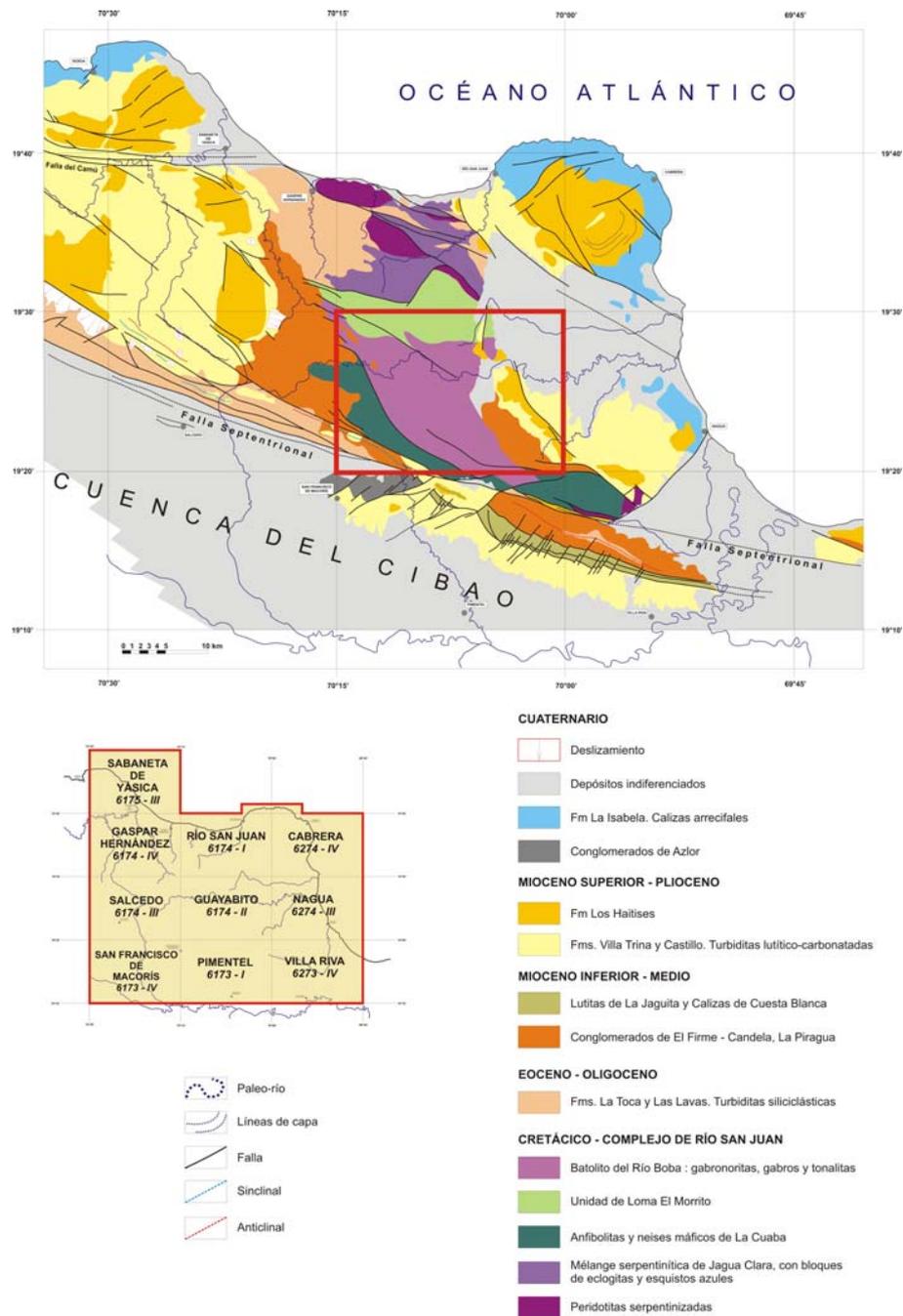


Fig. 1.14. Esquema geológico del sector oriental de la Cordillera Septentrional. (Leyenda válida igualmente para la Fig. 1.12)

El área septentrional del Complejo comprende: (1) la Fm Imbert (Paleoceno-Eoceno), compuesta por una alternancia de areniscas, conglomerados, tobas blancas y lutitas, rica en elementos detríticos serpentiniticos; (2) los Esquistos de Hicotea, consistentes en un conjunto de esquistos verdes máficos foliados con desarrollo de parches de glaucofana y lawsonita; (3) los Esquistos de Puerca Gorda, también dominados por esquistos verdes máficos variablemente foliados, con parches de glaucofana; (4) los Esquistos de El Guineal, compuestos por esquistos predominantemente félsicos de grano fino; (5) la Mélange de Jagua Clara, que incluye bloques de eclogitas retrogradadas y esquistos azules en una matriz ultramáfica intensamente alterada metasomáticamente e hidratada; (6) la Mélange de Arroyo Sabana, que engloba bloques de esquistos azules de grano fino, mármoles, metavolcanitas y metasedimentos, inmersos en una matriz serpentinitica; y (7) las Serpentinitas de Gaspar Hernández. Según estos autores, el área meridional del complejo resulta más simple estructuralmente y consta de: (8) las Anfibolitas y gneises máficos y félsicos de La Cuaba, intruidas por (9) la Serie intrusiva del Río Boba, compuesta por gabros, dioritas y cumulos ultramáficos.

Según Draper y Nagle (1991) el metamorfismo de alta-P/baja-T de las unidades del área septentrional del Complejo resulta de la subducción dirigida al SO en el Cretácico Superior. Las rocas metamórficas fueron exhumadas en las mélanges de Jagua Clara primero y en la de Arroyo Sabana después, alcanzando el conjunto la superficie en el Paleoceno-Eoceno Inferior y constituyendo la fuente de los clastos en los conglomerados de la Fm Imbert. La parte meridional del Complejo fue formada en el Arco magmático Caribeño o por la intrusión de los magmas gabroicos de la serie plutónica del Río Boba en el basamento del ante-arco, representado por las anfibolitas de La Cuaba. Las relaciones petrogenéticas entre ambos conjuntos, si existen, no quedan completamente claras (Draper *et al.*, 1994; Abbott y Draper, 2007).

El área meridional fue tectónicamente yuxtapuesta frente a la septentrional antes del Paleoceno-Eoceno más bajo, pero el mecanismo mediante el cual tuvo lugar no está claramente establecido. El complejo yace discordante bajo las brechas sedimentarias serpentiniticas de la Fm Imbert y los sedimentos siliciclásticos turbidíticos de la Fm La Toca, así como de los Conglomerados de La Piragua (Paleoceno-Mioceno Medio, en conjunto). Tanto el complejo de subducción cretácico como la cobertera siliciclástica terciaria fueron deformados y fallados por la tectónica de desgarres sinistros del Neógeno. Los desplazamientos laterales entre los bloques de basamento son de orden kilométrico a decakilométricos, como la falla del Camú, que desplaza al oeste el Complejo de Puerto Plata con respecto al de Río San Juan, y posiblemente a ambas

áreas con respecto al sureste de Cuba (Draper y Nagle, 1991). En el Mioceno Superior-Pleistoceno tuvo lugar la sedimentación, principalmente carbonatada, de las Fms. Villa Trina, Los Haitises y La Isabela, también fracturadas por la tectónica de desgarres sinistros. La deformación por fracturación continúa hasta la actualidad, dando lugar a la elevación del complejo en una culminación antiformal de escala kilométrica.

A nivel regional, el conjunto de las Fms. Villa Trina y Los Haitises muestra un pronunciado basculamiento hacia el norte, denotando la actividad de la Falla Septentrional durante el Cuaternario. Esta disposición general se ve modificada en el Promontorio de Cabrera, donde las Fms. Los Haitises y La Isabela muestran un dispositivo de aterrazamientos concéntricos que confirman la elevación reciente de la zona, si bien bajo unas pautas estructurales diferentes, y el consiguiente retroceso marino.

1.4. Antecedentes

La República Dominicana constituye un área de especial interés para el estudio de la neotectónica de la placa Caribeña y de los riesgos geológicos que aquella implica. También posee interés en relación con la evolución del Arco Isla Caribeño durante el Jurásico Superior y el Cretácico, así como de su deformación posterior por una tectónica transpresiva durante el Cenozoico. A pesar de ello, y de que los trabajos geológicos pioneros en su territorio se remontan a la época del descubrimiento de América, la bibliografía existente muestra una notable escasez de estudios geológicos hasta la segunda mitad de la pasada centuria, excepción hecha de diversas investigaciones y prospecciones mineras y petrolíferas.

Por ello, el conocimiento actual se sustenta principalmente en el notable impulso que se produjo entre las décadas de los años sesenta y ochenta del pasado siglo, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Nagle (1966), relativa a la geología del sector de Puerto Plata; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Boisseau (1987), que precisa la estructura del flanco nororiental de la Cordillera Central; Mercier de Lepinay (1987), ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla para establecer su interpretación geodinámica; De Zoeten (1988), acerca de la estratigrafía

y la estructura de la Cordillera Septentrional; y Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores.

Es preciso destacar como resúmenes de la geología de la isla, basados en mayor o menor medida en los estudios anteriores, los trabajos de Bowin (1975), Draper y Lewis (1991b), Joyce (1991), Lewis (1980), Lewis y Draper (1990), Lindz y Nagle (1979), Maurrasse (1981), Nagle (1974) y Pindell y Draper (1991), entre otros. Más específicas de la cordillera son las aportaciones estratigráficas y tectónicas de Eberle *et al.* (1982).

La interesante monografía de Mann *et al.* (1991a) para la Sociedad Geológica de América supuso una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española, además de constituir un documento básico para trabajos posteriores. En ella, diversos artículos abordan de forma específica aspectos estratigráficos y estructurales de la Cordillera Septentrional, como los de: Mann *et al.* (1991b), que tratan los principales rasgos geodinámicos; Pindell y Draper (1991), que establecen la estratigrafía del área de Puerto Plata y proponen su historia geológica; Draper y Nagle, que hacen lo propio en la región de Río San Juan; De Zoeten y Mann (1991), que inciden en la estructura del sector central de la cordillera; y Joyce (1991), que aborda aspectos estructurales y petrológicos de la península de Samaná. Igualmente, Edgar (1991) aborda la estructura y la evolución geológica de la Cuenca del Cibao, y Winslow *et al.* (1991) tratan la estructura del Ridge de San Francisco, dominio estructural adyacente al límite oriental de la Hoja.

El volumen anterior va acompañado de una notable cartografía de síntesis a escala 1:150.000 (De Zoeten *et al.*, 1991), siendo preciso destacar también como documento cartográfico de síntesis el Mapa Geológico de la República Dominicana a escala 1:250.000, efectuado por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991); como resultado de la cooperación Dominico-Alemana, se elaboraron distintos mapas a escalas variables entre 1:100.000 y 1:50.000, de los sectores norte y sur de la Cordillera Central y del sector oeste de la Cordillera Septentrional (1984-1988).

La evidente actividad tectónica y sísmica de la región ha sido objeto de múltiples publicaciones, teniendo su primera referencia importante en el trabajo de Mann *et al.* (1984), dentro del contexto del límite de placas. Posteriormente, cabe destacar los trabajos de Calais *et al.* (1989, 1992), así como los incluidos en el volumen monográfico editado por la Sociedad Geológica de América (Dolan y Mann, 1998),

centrado en el límite septentrional de la placa del Caribe, siendo de especial interés para la zona de estudio el trabajo de Mann *et al.* (1998), que aborda de forma exhaustiva diversos aspectos relacionados con la falla Septentrional, y el de Dolan y Wald (1998), que profundiza en la actividad sísmica reciente.

Como resultado de todos los trabajos previos, la Sociedad Geológica de América (Mann *et al.*, 1999) organizó una excursión de campo por la Cordillera Septentrional, a fin de dar a conocer aspectos relacionados con el límite entre las placas del Caribe y Norteamérica, cuyo resumen se incluye en la guía de campo correspondiente.

Los conocimientos acumulados fueron reforzados por datos concretos del desplazamiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana, obtenidos mediante GPS (DeMets *et al.*, 2000) y que han constatado el movimiento diferencial de bloques o "microplacas" dentro de La Española (Mann *et al.*, 2002).

Entre los trabajos más recientes es preciso señalar las monografías elaboradas a partir de la información acumulada en los anteriores proyectos del Programa SYSMIN, concretamente la de Pérez-Estaún *et al.* (2002), relacionada con el Proyecto C, desarrollado fundamentalmente en la Cordillera Central, y la de Pérez-Estaún *et al.* (2007a), relacionada con los proyectos K y L, desarrollados básicamente en las cordilleras Central y Oriental, las sierras de Bahoruco y Neiba y las cuencas de Enriquillo y del Cibao.

Ha sido de gran ayuda para la realización de la Hoja, el Informe elaborado por Braga (2010) dentro del presente proyecto, en el que aborda la estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las formaciones arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana, incluyendo referencias concretas a la Hoja de Guayabito. También dentro del proyecto, cabe destacar por sus destacadas aportaciones a la estratigrafía y sedimentología de los materiales terciarios, el Informe realizado por Pérez Valera y Abad de los Santos (2010).

En cuanto a los estudios de índole geomorfológica, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro *Geografía Dominicana* (De la Fuente, 1976), que además de aportar una abundante cantidad de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden

geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo.

Desde el punto de vista de los trabajos cartográficos de cierto detalle, los proyectos desarrollados dentro del Programa SYSMIN han subsanado en buena medida el vacío existente a finales del pasado siglo, mediante la elaboración sistemática de mapas geológicos y derivados a escala 1:50.000 y 1:100.000, principalmente. Tras la realización de los proyectos C (1997-2000; IGME-Inypsa-Prointec), K y L (2004-2007; IGME-Inypsa-BRGM), quedó cubierto aproximadamente el 60% del territorio dominicano con cartografías Geológicas a escala 1:50.000 y Geomorfológicas y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo geológico a escala 1:100.000, además de sus correspondientes Memorias.

También dentro del Programa SYSMIN, pero con carácter general en relación con el ámbito dominicano, es preciso señalar los trabajos relativos a geofísica aeroportada (CGG, 1997) y a aspectos sísmicos (Prointec, 1999) e hidrogeológicos (Acuater, 2000; Eptisa, 2004).

2. ESTRATIGRAFÍA

En función de su origen, sus características litológicas y su estructuración, en la Hoja de Guayabito pueden diferenciarse dos grandes grupos de materiales aflorantes:

- Rocas plutónicas y metamórficas correspondientes al complejo de basamento de Río San Juan, limitado al norte por la prolongación oriental de la Zona de Falla del Camú y al sur, por la Zona de Falla Septentrional. Se relacionan con procesos de subducción y su estructura interna consiste en un apilamiento imbricado de láminas con rocas de alta-P.
- Materiales sedimentarios depositados durante el cenozoico, predominantemente en ambientes marinos. Su deformación y adaptación a las estructuras regionales disminuye desde las sucesiones del Eoceno-Mioceno, claramente involucrados en dichas estructuras, hasta los sedimentos cuaternarios más recientes, poco o nada deformados.

2.1. Complejo Metamórfico de Río San Juan

Siguiendo a Draper y Nagle (1991), en el Complejo de Río San Juan han sido distinguidas cartográficamente, de norte a sur, las siguientes unidades constituyentes del basamento regional (Fig. 2.1), generalmente separadas por zonas de falla de gran escala:

- Peridotitas Serpentinizadas de Gaspar Hernández. Incluye varios macizos peridotíticos compuestos principalmente por harzburgitas y, subordinadamente, dunitas, variablemente serpentinizadas, que presentan una textura desde masiva a foliada o brechificada. Poseen inclusiones de rocas ígneas básicas, principalmente gabros, microgabros y doleritas.
- Mélange de matriz serpentínica de Jagua Clara. Está constituida por una mélange serpentínica de matriz foliada o cataclástica, con bloques de eclogitas y esquistos azules, metasedimentos, ortogneises ácidos (metaleucogranitos moscovíticos y metapegmatitas) y *greenstones*.

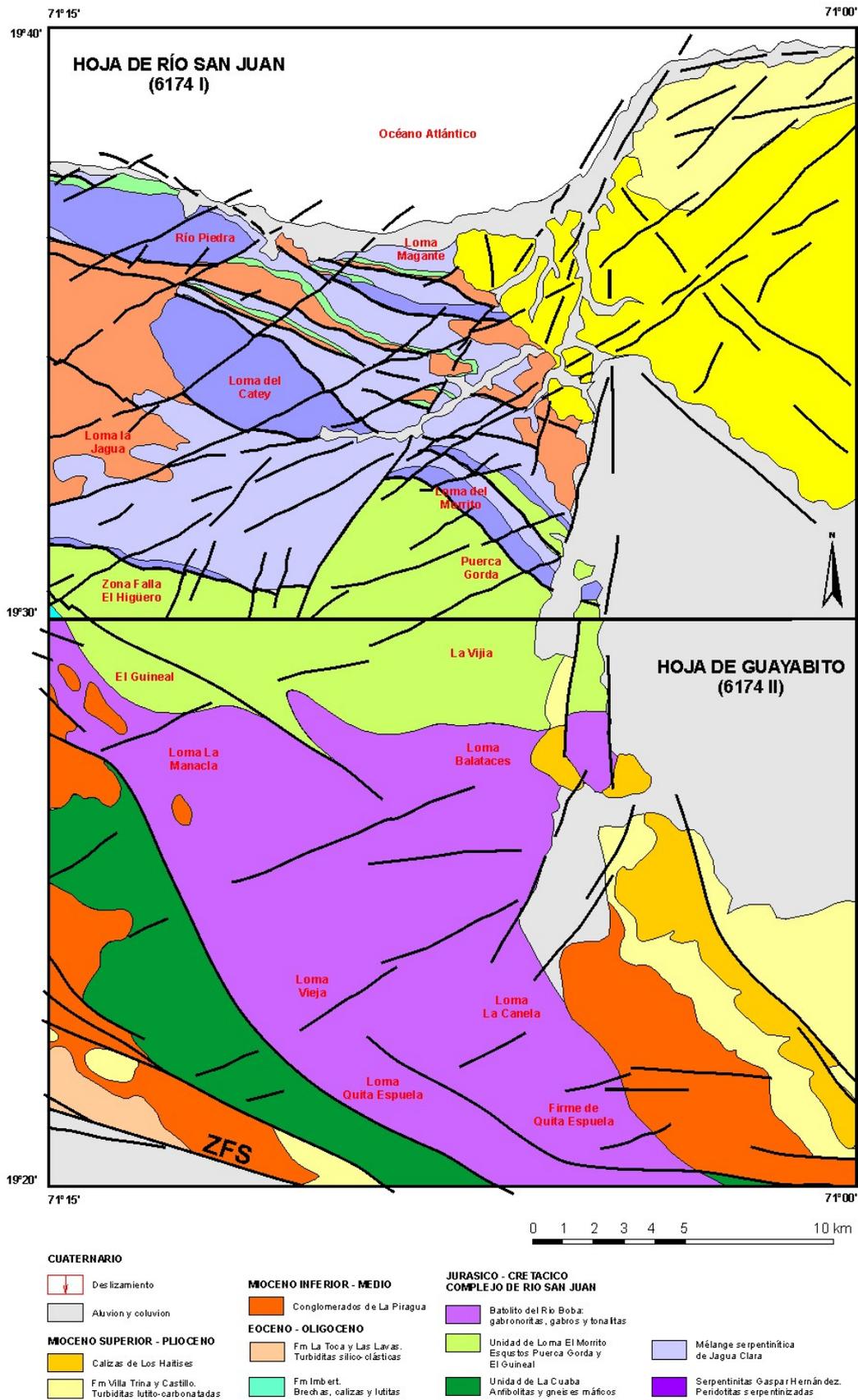


Fig. 2.1. Esquema geológico del Complejo de Río San Juan. ZFS, Zona de Falla Septentrional; ZFEH, Zona de Falla de El Higüero; ZFC, Zona de Falla del Camú

- Esquistos de Hicotea. Es una unidad imbricada tectónicamente con la Mélange de matriz serpentinitica de Jagua Clara, compuesta por esquistos máficos (metatobas y metalavas básicas) con intercalaciones de mármoles.
- Unidad de Loma El Morrito. Está separada de la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara (Mélange de matriz serpentinitica de Jagua Clara+Esquistos de Hicotea) por la falla de El Higüero, e integrada por los esquistos de Puerca Gorda y de El Guineal. Los Esquistos de Puerca Gorda están compuestos en su base estructural por esquistos máficos que pasan hacia arriba a metabasaltos porfídicos y metavulcanitas máficas, con esporádicas intercalaciones de esquistos cuarzo-feldespáticos. Por su parte, los Esquistos de El Guineal están constituidos por meta-riolitas porfídicas, metavulcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos, con raras intercalaciones de esquistos máficos.
- Unidad de La Cuaba. Está integrada por cinco subunidades estructurales, que de muro a techo estructural son: (1) Peridotitas masivas serpentinizadas y serpentinitas foliadas de El Helechal; (2) Metacumulados ultramáficos y gneises máficos y ultramáficos con granate; (3) Ortogneises bandeados y foliados máfico-intermedios (metagabros y metadioritas) de grano medio-grueso, frecuentemente con segregaciones leucocráticas concordantes con hornblenda, y ortogneises basales blastomiloníticos/miloníticos; (4) Anfibolitas con granate y metagabros bandeados de grano medio-grueso subordinados, frecuentemente con granate; (5) Anfibolitas y esquistos máficos de grano fino, con anfíbol cálcico y en ocasiones, epidota. El conjunto está intruido sincinemáticamente por gabros y gabronoritas bandeadas, así como gabros, dioritas y tonalitas hornbléndicas (sin-Sp), de la serie intrusiva del Río Boba.
- Batolito del Río Boba. Es un complejo plutónico/metaplutónico constituido esencialmente por tres series o conjuntos ígneos: (1) Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; (2) Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel; y (3) Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

Las principales características geológicas de estas unidades quedan recogidas en la Fig. 2.2 y en la Tabla 2.1. En la Hoja de Guayabito aparecen representadas, con mayor o menor extensión, las tres últimas unidades geológicas señaladas.

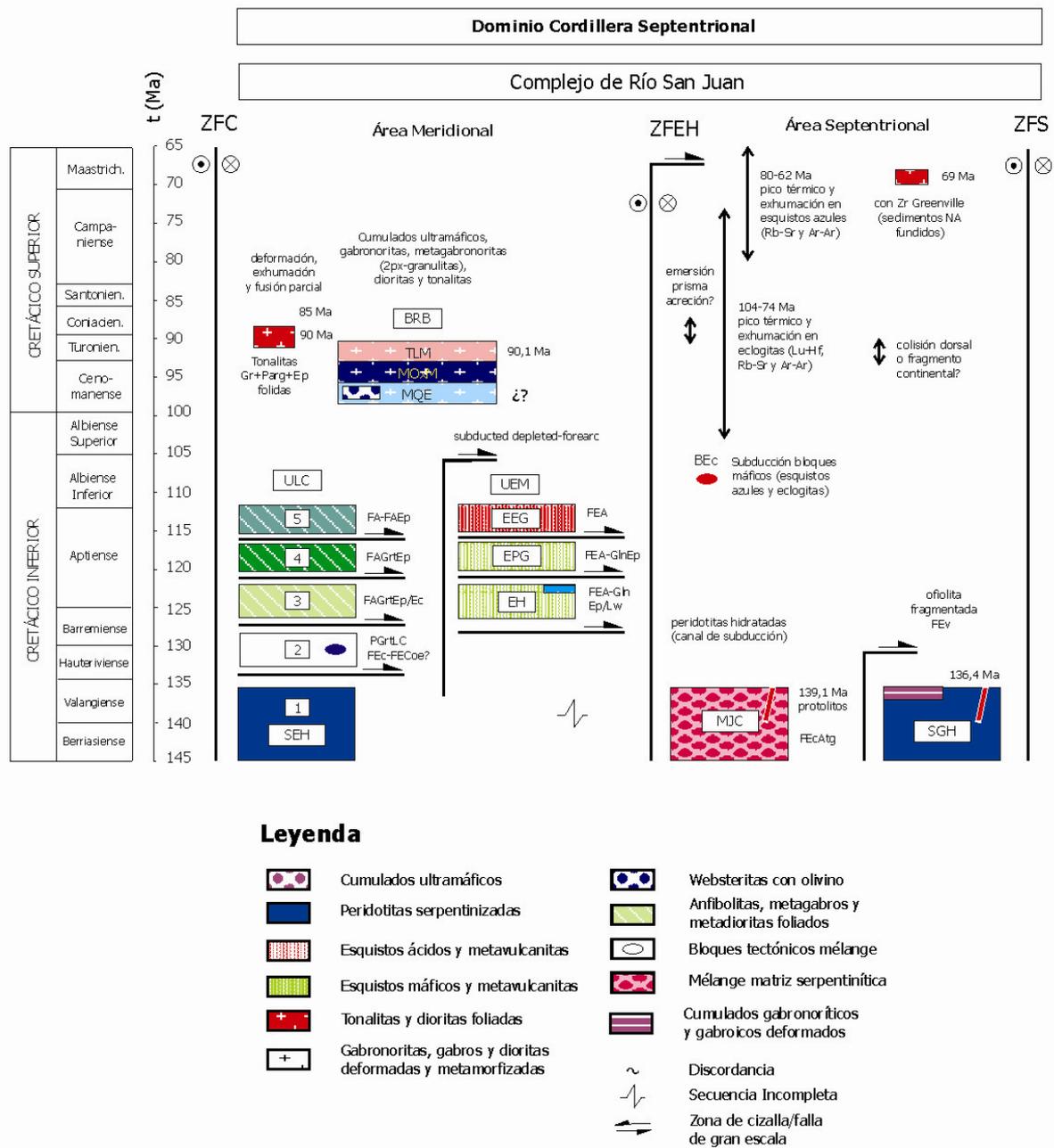


Fig. 2.2. Columna tectonoestratigráfica/tectonometamórfica esquemática del Complejo de Río San Juan. SEH, Serpentinitas de El Helechal; PGrLC, Peridotitas con granate de La Cuaba; ULC, Unidad de La Cuaba (con las subunidades 1 a 5); UEM, Unidad de El Morrito; EPG, Esquistos de Puerca Gorda; EEG, Esquistos de El Guineal; BRB, Batolito del Río Boba; MQE, Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; MOxM, Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel; TLM, Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá; MJC, Mélange Serpentinítica de Jagua Clara; SGH, Serpentinitas de Gaspar Hernández; EH, Esquistos de Hicotea; BEc, Bloques de eclogitas. Edades de Krebs *et al.* (2008), Escuder Viruete *et al.* (2009) y Programa SYSMIN. Zonas de falla: ZFS, Septentrional; ZFEH, El Higüero; ZFC, Camú.

Tabla 2.1. Geología de las unidades estructurales del Complejo de Río San Juan

Unidad o Manto	Unidad Tectónica Regional	Metamorfismo Cretácico y Terciario *	Características Litológicas	Comentarios
Batolito del Río Boba	Complejo plutónico/metaplutónico de magmatismo de arco. Etapa secuencia intrusiva 3 Complejo plutónico/metaplutónico de magmatismo de arco. Etapa secuencia intrusiva 2 Complejo plutónico/metaplutónico de magmatismo de arco. Etapa secuencia intrusiva 1	Intrusión: facies anfibolitas media/baja-P Intrusión: facies granulitas de 2 Px; enfriamiento: facies anfibolitas media/baja-P Intrusión: facies granulitas de 2 Px; enfriamiento: facies anfibolitas media/baja-P	Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela	Gabro-diorita hornbléndica a tonalita $90,1 \pm 0,2$ Ma y $92,0 \pm 7,4$ Ma Deformación sub-sólida a alta-T Deformación sub-sólida a alta-T
La Cuaba	La Cuaba (1). Corteza de arco subducida/acrecionada La Cuaba (2). Corteza de arco subducida/acrecionada La Cuaba (3). Corteza de arco subducida/acrecionada La Cuaba (4). Corteza de arco subducida/acrecionada	Facies anfibolitas y anfibolitas con Ep Facies anfibolitas con Grt+Ep transicional a la eclogítica Facies anfibolitas transicional a la eclogítica? Facies anfibolitas Facies eclogitas y eclogitas con Coe de ultra alta-P	Anfibolitas y esquistos máficos de grano fino, con Hbl±Ep. Fábrica S-L Anfibolitas con granate y metagabros bandeados subordinados Ortogneises bandeados y foliados máfico-intermedios (metagabros y metadioritas) de grano medio-grueso Ortogneises basales blastomil./miloníticos Metacumulados y gneises ultramáficos con granate	Conjunto intruido sin-Sp por gabros-gabronoritas bandeadas, gabros, dioritas y tonalitas hornbléndicas Leucotonalita sin-Sp ~85 Ma (U-Pb) Serie intrusiva del Río Boba. Zona de cizalla dúctil retrógrada basal
El Helechal	Peridotitas serpentinizadas. Manto suprasubducción	Facies esquistos verdes y anfibolítica	Macizo de peridotitas masivas con lizardita y serpentinitas foliadas	
Esquistos de El Guineal	Unidad de El Morrito. Rocas volcánicas corteza arco subducidas/acrecionadas	Facies esquistos verdes y esquistos azules	Meta-riolitas porfídicas, metavulcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos, con raros esquistos máficos	
Esquistos de Puerca Gorda	Unidad de El Morrito. Rocas volcánicas corteza arco subducidas/acrecionadas	Facies esquistos verdes y esquistos azules (Gln+Ep)	Esquistos máficos basales. Metabasaltos porfídicos con intercalaciones esquistos cuarzo-feldespáticos	
Esquistos de Hicotea	Rocas volcánicas corteza arco subducidas/acrecionadas	Facies esquistos verdes superior y esquistos azules (Gln+Lw/Ep)	Esquistos máficos (metatobas y metalavas básicas) con intercalaciones de mármoles y chert	Imbricados con la Mélange de Jagua Clara
Mélange de Jagua Clara	Mélange de matriz serpentinitica con bloques exóticos. Canal de subducción. Sutura colisión arco-continente. Falla de El Higüero a techo estructural	Facies esquistos azules Gln, esquistos azules Jd y eclogítica	Mélange matriz serpentinitica foliada o cataclástica con antigorita. Bloques eclogitas, esquistos azules, metasedimentos y ortogneises. Leucotonalitas sin-Sp ~69 Ma	Eclogitas: protolito ígneo $139,1 \pm 1,9$ y $137,8$ Ma (U-Pb); pico del metamorfismo (23 kbar/ 750 °C) $103,6 \pm 2,7$ Ma (Lu-Hf); exhumación $74,7 \pm 0,5$ Ma (Rb-Sr) y $73,42 \pm 0,74$ Ma (Ar-Ar; Campaniano Sup.)
Gaspar Hernández	Peridotitas serpentinizadas y serpentinitas. Prisma Acreción. Litosfera oceánica abisal proto-Caribeña acrecionada	Facies esquistos verdes transicional a la anfibolítica baja-P	Macizos peridotíticos de harzburgitas y subordinadamente dunitas, masivas a foliadas y/o brechificadas. Inclusiones ígneas de gabros, microgabros y doleritas	Variablemente serpentinizadas con lizardita y crisotilo. Sill de ferro-gabros N-MORB intrusivos peridotitas serpentinizadas $136,4 \pm 0,32$ Ma (U-Pb)

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

2.1.1. Unidad de La Cuaba

La Unidad de La Cuaba y el Batolito del Río Boba constituyen el sector meridional del Complejo de Río San Juan, configurando una banda de dirección NO-SE a ESE-ONO, limitada al norte por el contacto intrusivo del Batolito del Río Boba y al sur por la Zona de Falla Septentrional, en tanto que al este y al oeste está recubierta por los Conglomerados de La Piragua, del Mioceno Medio.

Draper y Nagle (1991) propusieron un protolito máfico de origen cortical oceánico para la Unidad de La Cuaba. Más recientemente, se han establecido tres conjuntos dentro de esta unidad (Abbott *et al.*, 2007), que de oeste a este son: (1) Esquistos y gneises de grano fino con hornblenda, (2) Gneises con hornblenda, y (3) Metadioritas con granate de grano grueso. En base a estudios petrológicos detallados, se ha sugerido que toda la Unidad de La Cuaba constituye un terreno de muy alta presión (Abbott *et al.*, 2005, 2006a, 2006b, 2007); según estos autores, el segundo conjunto es retrógrado desde la facies eclogítica e incluye rocas ultramáficas con granate de muy alta presión, algunas con asociaciones minerales poco comunes, como la de granate+espinela+corindón.

La existencia de simplectitas de plagioclasa y clinopiroxeno junto al granate, con una mayor o menor cantidad de hornblenda dependiendo de la extensión de la hidratación retrógrada, permitió a Abbott *et al.* (2006a) y Abbott y Draper (2007, 2009) proponer una evolución metamórfica retroeclogítica para la unidad de gneises con hornblenda. Estos gneises simplectíticos alternan a escala decimétrica a milimétrica con gneises desprovistos de ellas. Poseen texturas granoblásticas a débilmente foliadas, con porfiroblastos de granate alotrio/subidiomorfo (1-3 mm), rodeados en los bordes (~0.5-mm) por un fino intercrecimiento de hornblenda, cuarzo y epidota. El granate y su borde pueden estar rodeados por una matriz de grano fino (0,01-0,05 mm), compuesta por una simplectita vermicular de plagioclasa y clinopiroxeno. Como minerales accesorios aparecen óxidos de Fe-Ti, rutilo, titanita, apatito y pirita. La titanita forma bordes en torno a los óxidos de Fe-Ti. Abbott *et al.* (2007) interpretan la hornblenda como el producto último de la hidratación retrógrada de una roca máfica compuesta por la asociación de granate, simplectita, cuarzo, epidota, rutilo y óxidos de Fe-Ti; según estos autores, dicha asociación mineral sería a su vez retrógrada de una asociación eclogítica previa, compuesta por granate, onfacita, distena, coesita, rutilo y óxidos de Fe-Ti. Como consecuencia, la evolución P-T seguida hipotéticamente por estas rocas habría consistido en una descompresión isoterma desde $P > 40$ kbar a ~10

kbar, registrada con una asociación de ultra-alta-P compuesta por Grt+Omp+Ky+Coe+Rut+óxidos Fe-Ti, hasta las condiciones de formación de epidota desde distena, de formación de las simplectitas a partir de la onfacita y de formación retrógrada de hornblenda. Después de esta descompresión isoterma de >120 a ~30 km de profundidad, las rocas seguirían un levantamiento y enfriamiento en un dominio cortical más superficial.

Las peridotitas con granate, clinopiroxenitas con granate, clinopiroxenitas con olivino y granatitas con olivino descritas por Abbott *et al.* (2005, 2006b, 2007), encajan en este contexto como rocas de ultra-alta-P. Aparecen en bloques aluviales de hasta 5 m de diámetro, procedentes de la erosión de la Unidad de La Cuaba. Draper y Abbott (com. pers., 2008) han encontrado un afloramiento muy alterado en el que bloques de rocas ultramáficas parecen incluidos en la Unidad de La Cuaba.

Las rocas ultramáficas con granate y las clinopiroxenitas con olivino relacionadas proceden de protolitos plutónicos, ya que presentan diques y texturas de tipo cumulado, así como una secuencia de asociaciones minerales relacionada con procesos de cristalización fraccionada. A partir de relaciones texturales y consideraciones teóricas, Abbott *et al.* (2005, 2006b y 2007) proponen una secuencia de procesos de cristalización fraccionada, desde mayor a menor temperatura: (I) clinopiroxenitas con olivino, compuestas por clinopiroxeno, olivino, ortopiroxeno, magnetita y, con carácter retrógrado, cromo-espinela, hornblenda y serpentinita; (II) clinopiroxenitas con granate y olivino, compuestas por clinopiroxeno, olivino, granate y, con carácter retrógrado, hornblenda y serpentinita; (III) peridotitas con granate, compuestas por clinopiroxeno, olivino, granate, espinela y, con carácter retrógrado, hornblenda y serpentinita; (IV) clinopiroxenitas con granate y diques de granatitas con olivino, compuestas por clinopiroxeno, granate, espinela y hornblenda retrógrada; y (V) clinopiroxenitas con granate y corindón, compuestas por clinopiroxeno, granate, espinela, corindón y hornblenda retrógrada.

Según Abbott *et al.* (2005, 2006b y 2007), la estabilidad de granate+espinela+corindón indica que el magma original pudo haber existido sólo a $P > 340$ kbar y $T > 1550^\circ\text{C}$ y, por tanto, estar localizado en la parte más profunda de la litosfera o en la astenosfera. La termometría de intercambio Fe-Mg entre espinela y granate sugiere temperaturas próximas a las condiciones magmáticas y los pares de olivino, clinopiroxeno y granate indican temperaturas de reequilibrio subsólidas a temperaturas de entre 1.100 y 800°C . La trayectoria P-T propuesta por Abbott y Draper (2007) y Abbott *et al.* (2006a,

2007) implica un enfriamiento isobárico ($P \sim 40$ kbar) inicial desde condiciones subsólidas a temperaturas desde $\sim 1550^\circ\text{C}$ a $\sim 850-900^\circ\text{C}$, donde las rocas ultramáficas fueron incorporadas en la unidad oceánica subducida y eclogitizada, y exhumadas juntas a la superficie.

Los datos recopilados durante la realización de las Hojas a escala 1:50.000 de Guayabito (6174-II), Pimentel (6173-I) y Villa Riva (6273-IV), han permitido establecer que la Unidad de La Cuaba está compuesta por varias subunidades estructurales, con sentido tectonometamórfico, cuyo orden desde los niveles estructurales bajos a los altos es:

- Peridotitas serpentinizadas y serpentinitas de El Helechal (unidad 1; Fig. 2.3).
- Metacumulados ultramáficos, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate (unidad 2; Fig. 2.4).
- Ortogneises bandeados y foliados máfico-intermedios (metagabros y metadioritas) de grano medio-grueso y ortogneises basales blastomiloníticos/miloníticos (unidad 3; Fig. 2.5).
- Anfibolitas con granate y metagabros bandeados subordinados (unidad 4; Fig. 2.6).
- Anfibolitas y esquistos máficos de grano fino (unidad 5; Fig. 2.7).

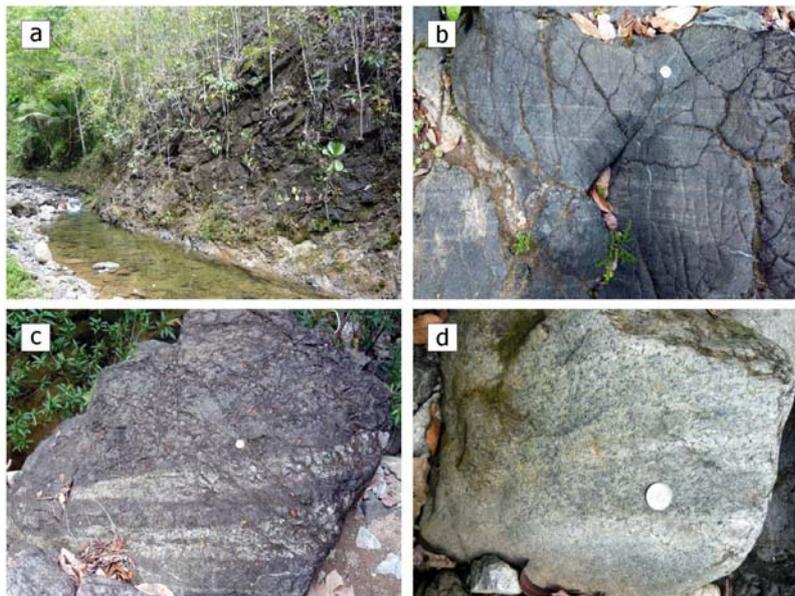


Fig. 2.3. Peridotitas serpentinizadas y serpentinitas de El Helechal. (a) Aspecto de las peridotitas masivas en el arroyo Helechal; (b) Fábrica bandeada difusa en la peridotita masiva; (c) Avance de la serpentinización (tonos claros) en la peridotita (tonos oscuros); (d) Serpentinita masiva resultado del reemplazamiento de la peridotita

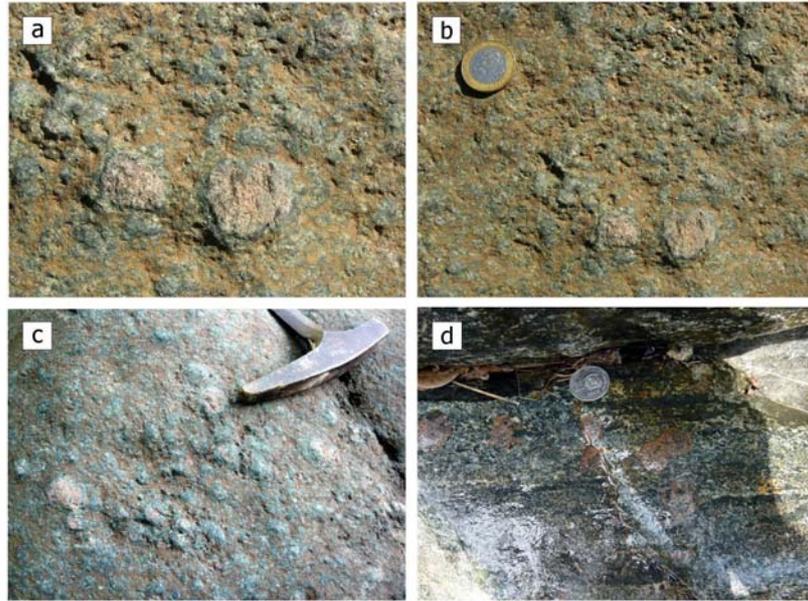


Fig. 2.4. Peridotitas con granate. (a) Granates de 1,5 cm de diámetro inmersos en una matriz de olivino y piroxeno; nótese las coronas de anfíbol verde oscuro en torno al granate; (b) Textura de las peridotitas con granate de bloques transportados por el río Cuevas; (c) Aspecto de los bloques; (d) Ortogneises bandeados con granate y anfíbol asociados cartográficamente a las peridotitas

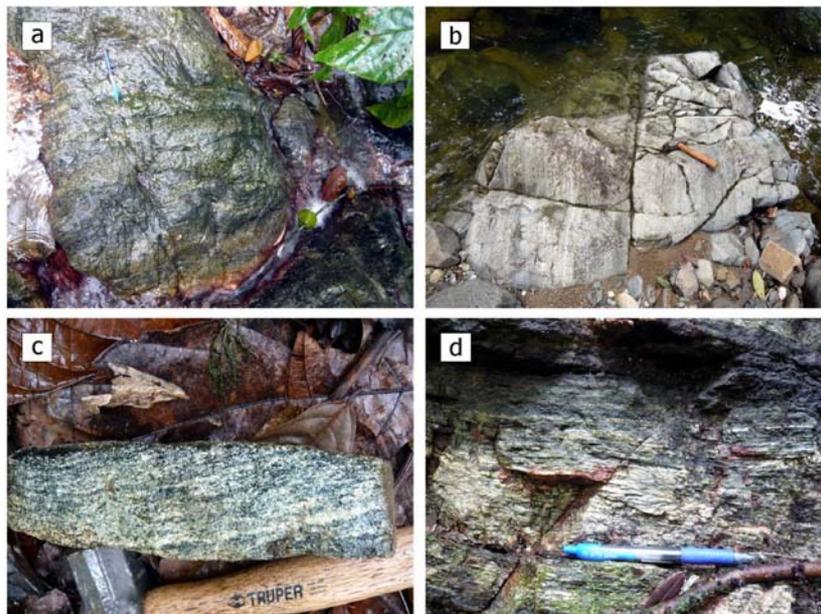


Fig. 2.5. Ortogneises bandeados y foliados. (a) Aspecto de los gneises bandeados; (b) Bandas de segregaciones leucocráticas con hornblenda concordantes; (c) Fábrica bandeada y foliada deformativa de los gneises ricos en hornblenda, plagioclasa y cuarzo; (d) Ortogneises basales blastomiloníticos/miloníticos

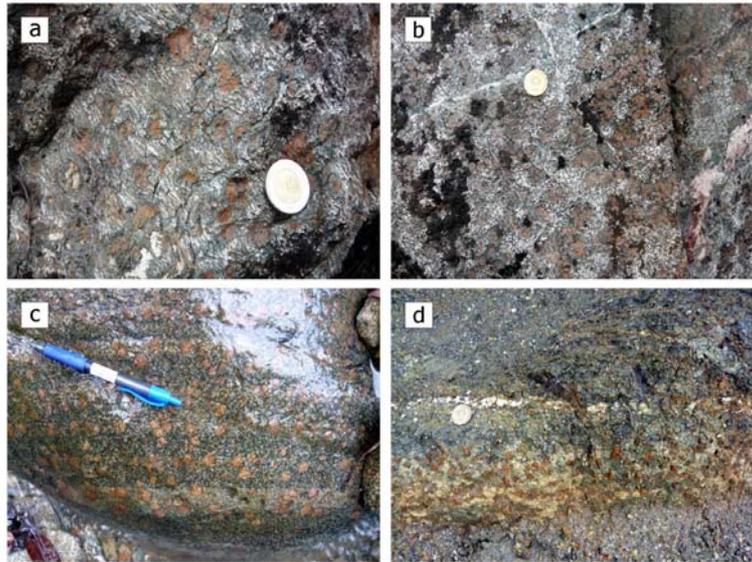


Fig. 2.6. Anfibolitas con granate y metagabros bandeados. (a) Gneises bandeados con porfiroblastos y poiquiloblastos de granate; nótese como engloban a la Sp; (b) Gneises con bandas ricas en agregados framboidales y en rosetas de granate de carácter tardío a post-cinemático y con desarrollo de coronas de anfíbol verde oscuro; (c) Gneises bandeados verde-blancos, con porfiroblastos y poiquiloblastos centimétricos de granate en ambos niveles; (d) Granates en una segregación leucotonalítica clara

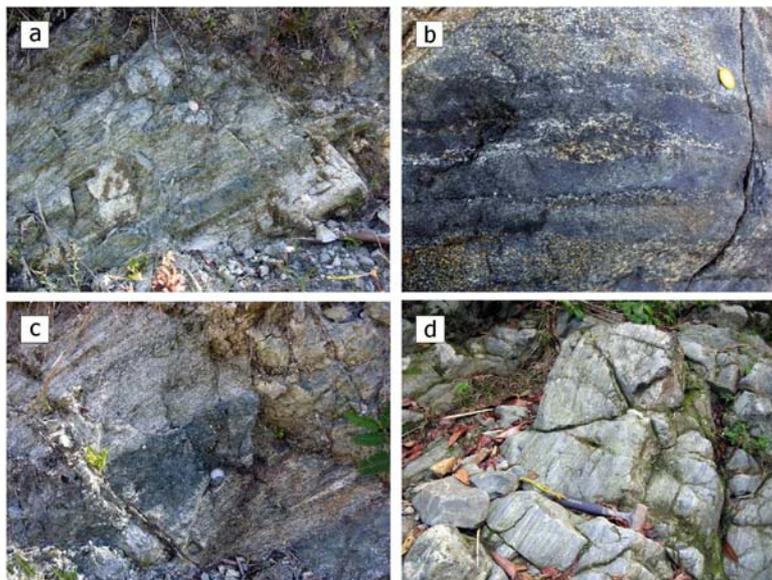


Fig. 2.7. Anfibolitas y esquistos máficos de grano fino con anfíbol cálcico y en ocasiones, epidota. (a) Anfibolitas densamente intruidas por tonalitas foliadas y cizalladas paralelamente a la Sp; (b) Intrusiones sin-Sp de tonalitas con hornblenda en las anfibolitas, con cizallamiento subsólido en las venas tonalíticas; (c) Enclave elongado de las anfibolitas en tonalitas foliadas y cizalladas; (d) Anfibolitas bandeadas por la intrusión y el cizallamiento sin-Sp de venas leucotonalíticas claras

La descripción petrográfica y la caracterización geoquímica de estas subunidades (unidades cartográficas) se incluyen en el capítulo de Petrología (3). Las unidades (2) y (3) aparecen también alternantes cartográficamente. Por otra parte, entre las unidades (1) y (2) aparecen también lentejones de peridotitas y serpentinitas. En cuanto a su cronología, un leucogabro con granate foliado intrusivo subconcordantemente en las anfibolitas de la unidad (4) ha proporcionado una edad de 90,1 Ma a partir de 2 fracciones de zircón, por lo que la deformación dúctil en facies anfibolítica en la Unidad de La Cuaba es de edad Cretácico Superior. Análogamente, una muestra de leucotonalita ha proporcionado una edad U-Pb de aproximadamente 85 Ma.

2.1.2. Unidad de Loma El Morrito

2.1.2.1. Esquistos de Puerca Gorda (6). Esquistos máficos (metavulcanitas básicas) con esporádicas intercalaciones de esquistos cuarzo-feldespáticos

Los Esquistos de Puerca Gorda afloran en el sector septentrional de la Hoja de Guayabito, presentando, para una composición máfica global muy homogénea, una relativa gran variedad estructural y microtextural. Dicha variedad textural es consecuencia de la deformación heterogénea de la unidad, que en general disminuye con el nivel estructural; los esquistos máficos de textura milonítica y los esquistos porfiroclásticos de los niveles bajos, pasan rápidamente a los basaltos/metabasaltos porfídicos y las metavulcanitas máficas poco o nada deformados de los niveles altos. Paralelamente al descenso de la deformación interna hacia el techo estructural de la unidad, se registra también un descenso en las condiciones metamórficas desde asociaciones minerales propias de la facies de los esquistos azules, a la facies de los esquistos verdes y de prehnita-pumpellita. También resulta característica de la unidad la gran profusión de venas cizalladas de epidota y cuarzo en los niveles estructurales bajos.

En la Hoja, la litología dominante en los niveles estructurales bajos son esquistos con glaucófana, epidota y albita. Se trata de rocas esquistosas, de grano medio, subequigranulares, de característicos tonos verde malva-azulados, debido a la abundancia de glaucófana, clorita y mica blanca, y que han desarrollado una fábrica plano-linear principal penetrativa (Sp-Lp). Constituyen rocas metavolcánicas máfico-intermedias, en las que la deformación y el metamorfismo han obliterado tanto la mineralogía como la textura originales.

En los niveles estructurales altos, la litología dominante son basaltos y metabasaltos con orto y clinopiroxeno, de textura porfídica, microporfídica y vesicular. Constituyen rocas claramente volcánicas máficas, de tonos verde-azulados oscuros a verde-amarillo claros, típicamente porfídicas o porfiroclásticas, y con abundantes fenocristales milimétricos de piroxeno, que destacan sobre una matriz afanítica o blástica foliada. Los fenocristales aparecen tanto frescos como parcialmente alterados en grietas, o totalmente pseudomorfizados por minerales metamórficos. A escala de afloramiento, se observa que al aumentar la deformación se desarrollan bandas de esquistosidad y existe una neoblastesis orientada en la mesostasia.

2.1.2.2. Esquistos de El Guineal (7). Esquistos cuarzo-feldespáticos (metavulcanitas ácidas) con esporádicas intercalaciones de esquistos máficos

En el sector noroccidental de la Hoja de Guayabito aflora una banda de los Esquistos de El Guineal, inferior a 1 km de potencia. Se disponen estructuralmente sobre los Esquistos de Puerca Gorda y son intruidos al suroeste por gabros, dioritas y tonalitas del Batolito del Río Boba.

Los Esquistos de El Guineal son rocas esquistosas cuarzo-feldespáticas, de colores blanco-marrón claro a beige, caracterizadas por la presencia de una fábrica plano-linear (Sp-Lp) muy penetrativa. Dicha fábrica plano-linear está definida por la elongación del agregado mineral cuarzo-feldespático de grano fino y el alineamiento de los filosilicatos oscuros. En ellos es frecuente observar porfiroclastos milimétricos de cuarzo rodeados por la Sp, que se interpretan como relictos de fenocristales de la roca volcánica-subvolcánica ácida original, y permiten proponer protolitos riolíticos porfídicos para la unidad. Esporádicamente, estos esquistos cuarzo-feldespáticos intercalan tramos de esquistos máficos de potencia métrica análogos a los Esquistos de Puerca Gorda.

La litología dominante en la unidad es un cuarzo-esquisto con cloritoide y mica marrón. Estas rocas están compuestas esencialmente por un agregado cuarzo-feldespático de grano fino, en el que la fábrica planar principal (Sp) está definida por una alternancia milimétrica a submilimétrica de niveles ricos en cuarzo con otros ricos en micas, que tiende a ser un bandeo composicional. Los Esquistos de El Guineal fueron deformados y metamorfizados en condiciones de la facies de los esquistos azules y esquistos verdes.

2.1.3. Batolito del Río Boba

Para Eberle *et al.* (1982) y Draper y Nagle (1991), este batolito está formado por cumulos duníticos y peridotíticos, melanogabros, gabros bandeados y dioritas; los cumulos ultramáficos son volumétricamente minoritarios, siendo los melanogabros de grano grueso a medio la litología predominante. Draper y Nagle (1991) describen en su borde meridional un contacto intrusivo en relación con la Unidad de La Cuaba y en el septentrional, un contacto por falla de desgarre con los Esquistos de Puerca Gorda, relaciones que indican para estos autores que los gabros del Batolito del Río Boba representan el magmatismo del arco-isla Caribeño en el sector del antearco, cuyo basamento estaría constituido por la Unidad de La Cuaba. El conjunto fue yuxtapuesto tectónicamente con el sector septentrional del complejo de Río San Juan antes del Paleoceno, aunque dichos autores no señalan el mecanismo mediante el cual tuvo lugar este proceso.

Los trabajos realizados en la Hoja de Guayabito han permitido establecer una primera cartografía petrológico-estructural del Batolito del Río Boba. Éste posee una forma en planta lenticular, elongada en dirección NO-SE a lo largo de más de 20 km. Está limitado al SO por contactos intrusivos de las facies gabroicas en la Unidad de La Cuaba y al NE, por los de de las facies tonalíticas en los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal, aunque a menudo están retocados por fallas de desgarre de dirección NNO-SSE a NO-SE. Al noroeste y sureste, el Batolito del Río Boba está cubierto discordantemente por los Conglomerados de La Piragua.

Es un complejo plutónico/metaplutónico constituido por tres series o conjuntos ígneos, representados en la Hoja:

- Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela (unidad 9), incluyendo cumulos ultramáficos (unidad 8).
- Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel (unidad 10).
- Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá (unidad 11).

Las tres series citadas forman un potente apilamiento de lacolitos imbricados, variablemente deformados en condiciones de las facies granulítica de presión media/baja y anfibolítica. El primer conjunto está constituido por cumulos ultramáficos (Fig. 2.8) de alternancias centimétrico-métricas de dunitas, wherlitas y websteritas, y gabronoritas, gabros olivínicos y gabros hornbléndicos de grano grueso

(Figs. 2.9-2.11), tanto modalmente bandeados (cumulados) como foliados y coroníticos (metagabronoritas y metagabros). El segundo conjunto (Fig. 2.12) está formado por gabronoritas, gabros y dioritas con óxidos de Fe-Ti de grano fino, magnéticos y generalmente melanocráticos, tanto bandeados como foliados (metagabronoritas y metagabros). El tercer conjunto es intrusivo en los dos anteriores y está compuesto por cuarzo-gabros y dioritas de grano medio con hornblenda, junto con tonalitas, trondhjemitas y cuarzo-dioritas con hornblenda foliadas (sin-Sp).

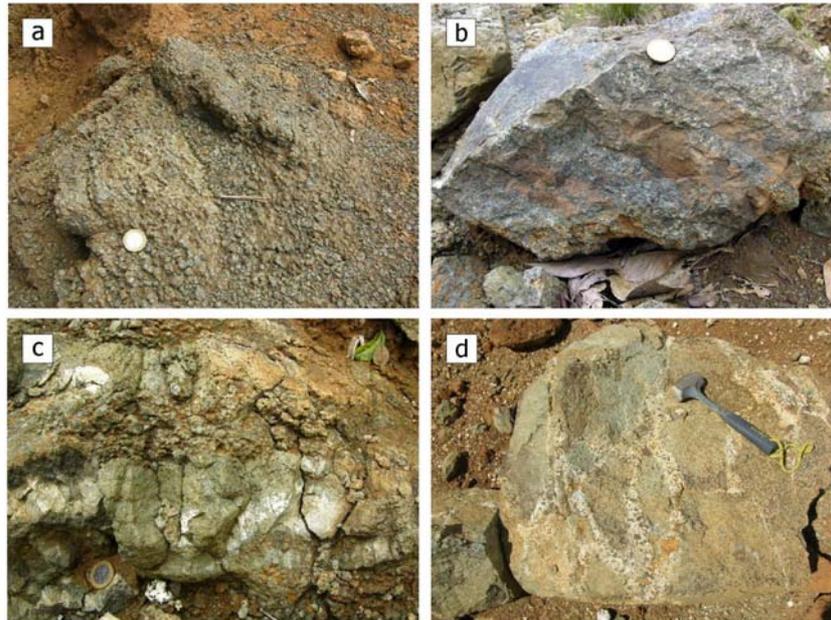


Fig. 2.8. Cumulados ultramáficos. (a) Websteritas con olivino; (b) Alternancia centimétrica de dunita-websterita; (c) Alternancia decimétrica subhorizontal de dunita-websterita; (d) Intrusión de tonalitas con hornblenda con cumulados ultramáficos

Una gabro-diorita hornbléndica a tonalita del tercer conjunto ha proporcionado, a partir de 5 fracciones de zircón, una edad mínima de $90,1 \pm 0,2$ Ma del dato $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ más antiguo y una edad máxima de $92,0 \pm 7,4$ Ma obtenida de la regresión de 4 puntos. Por lo tanto, parte del Batolito del Río Boba es de edad Cretácico Superior.

2.2. Cobertera Cenozoica

Las rocas sedimentarias aflorantes en la Hoja de Guayabito se localizan en ambos flancos del macizo de Río San Juan, disponiéndose discordantemente sobre sus rocas ígneo-metamórficas, así como en el ámbito de la Cuenca del Cibao y de la Llanura Costera de Nagua. Pueden agruparse en tres conjuntos principales:

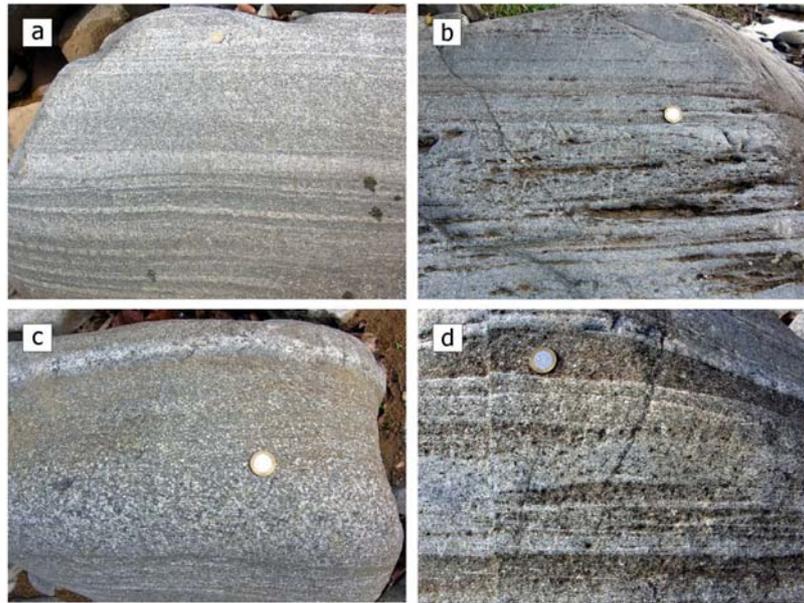


Fig. 2.9. Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela. (a) Aspecto bandeado gabronoritas-gabros-troctolitas; nótese la deformación dúctil de alta-T superpuesta; (b) Bandedo centimétrico de alternancia de niveles ricos en piroxeno y plagioclasa, deformado y recristalizado; (c) Bandedo modal y de tamaño de grano en gabronoritas; (d) Deformación dúctil de alta-T del bandedo, que produce su aboulinamiento



Fig. 2.10. Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela. (a) Aspecto bandeado en las gabronoritas, con deformación dúctil de alta-T superpuesta; (b) Textura isótropa de grano grueso en gabronoritas no deformadas; (c) Textura cumulado en gabronoritas no deformadas; (d) Enclaves de gabronoritas de Quita Espuela en las gabronoritas oscuras con óxidos de Martel



Fig. 2.11. (a) Cumulados ultramáficos en las gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; (b) Textura cumulado isótropa en un agregado hornblendítico con plagioclasa intercúmulus; (c) Relaciones intrusivas concordantes (abajo) y discordantes (arriba izquierda) de tonalitas con hornblenda en gabronoritas deformadas; (d) Intrusiones de tonalitas con hornblenda en las gabronoritas con óxidos de Martel oscuras

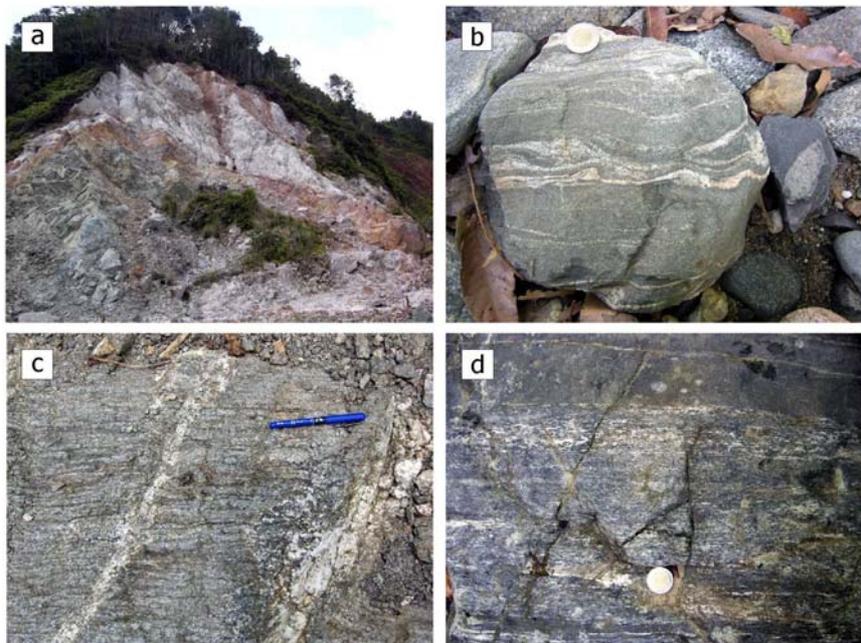


Fig. 2.12. (a) Contacto de bajo ángulo entre las gabronoritas de Quita Espuela bajo las gabronoritas con óxidos de Martel (encima); (b) Venas de tonalitas con hornblenda intrusivas y cizalladas en las gabronoritas deformadas de Martel; (c) Relaciones intrusivas de parches de tonalitas con hornblenda a favor de fracturas subverticales en las gabronoritas deformadas; (d) Intrusiones de tonalitas con hornblenda en las gabronoritas con óxidos de Martel oscuras, fuertemente cizalladas

- Sucesiones paleógenas (Eoceno-Mioceno Inferior), aflorantes en el flanco suroccidental del macizo, dispuestas sobre el basamento ígneo-metamórfico o separadas de él mediante fallas. Se encuentran involucradas en grandes estructuras, principalmente sinclínicas.
- Materiales neógenos (Mioceno-Pleistoceno), dispuestos discordante y suavemente deformados en torno al macizo.
- Depósitos cuaternarios (Pleistoceno-Holoceno), que conforman los afloramientos de la Llanura Costera de Nagua y la Cuenca del Cibao, además de aparecer dispersos por el macizo.

2.2.1. Eoceno-Mioceno Inferior

Las sucesiones paleógenas afloran en el sector suroccidental, presentando una clara distribución a favor de las principales estructuras de la región, de orientación ESE-ONO. En estas sucesiones se distinguen dos unidades características de la Cordillera Septentrional:

- Fm Imbert (unidad 13). Está constituida por diversos conjuntos litológicos agrupados en base a su posición estratigráfica. Aparece muy localmente a lo largo de la cordillera, habiendo sido definida por Nagle (1966) junto a la localidad de la que procede su nombre.
- Fm La Toca (unidad 14). Se trata de una potente y monótona sucesión de naturaleza turbidítica, ampliamente extendida por la cordillera. Fue definida por De Zoeten (1988) en el sector occidental, donde posteriormente ha sido objeto de diversos estudios detallados (Dolan *et al.*, 1991), no pudiendo decirse lo mismo del sector oriental, donde con anterioridad al Informe de Pérez Valera y Abad de los Santos (2010), tan sólo cabe señalar las referencias de Draper y Nagle (1991), que siguen algunas ideas previas de Eberle *et al.* (1982).

2.2.1.1. Fm Imbert (13). Brechas, calizas, areniscas y lutitas. Eoceno Medio-Superior P_2^{2-3}

Es un conjunto deficientemente representado, aflorante al suroeste de la loma de Quita Espuela, en el que tan sólo han sido posibles observaciones puntuales que indican su variedad litológica y su disposición sobre el basamento ígneo-metamórfico;

aunque su techo no es visible, al estar truncada la unidad por un desgarre de orientación ESE-ONO, la cartografía de la zona sugiere su disposición bajo la Fm La Toca. Pese a las incertidumbres que rodean a la presente unidad, es fundamentalmente esta posición estratigráfica, la que aconsejado su atribución a la Fm Imbert, al igual que en la vecina Hoja de Río San Juan (6174-I), donde muestra una mayor dispersión de los afloramientos y una mayor variación composicional. Se han reconocido tres asociaciones litológicas principales, si bien sus condiciones de afloramiento no han permitido su separación cartográfica; sus relaciones estratigráficas son dudosas, pero en principio se ordenan de muro a techo según: brechas, calizas bioclásticas y alternancia de areniscas y lutitas. El espesor conjunto no parece sobrepasar 100 m.

Los afloramientos de brechas son los más deficientemente representados en la Hoja, observándose puntualmente en contacto con el basamento del que se nutren, lo que en ausencia de exposiciones de cierta calidad, dificulta notablemente su individualización cartográfica. Exposiciones de mucha mayor calidad del presente tramo se localizan en la carretera Gaspar Hernández-Río San Juan y en las canteras contiguas a ella (Hojas a escala 1:50.000 de Río San Juan y Gaspar Hernández, 6174-I y 6174-IV, respectivamente). En ellas se observa su carencia de estructura interna, consistiendo en una masa desorganizada de material heterogéneo, con predominio de cantos heterométricos muy angulosos a subredondeados, que confieren al conjunto una coloración verde oscura a marrón. También se observa su base, disponiéndose sobre peridotitas serpentinizadas mediante una superficie irregular de carácter erosivo; el techo no es visible, estimándose un espesor máximo de 75 m.

A diferencia del sector septentrional del macizo, los niveles de calizas son los mejor representados, reconociéndose al norte de El Cercado y al sur de La Jagüita. Destacan por su contenido fosilífero y sus tonos blanquecinos a grisáceos, agrupándose en niveles de espesor de orden decimétrico, que pueden incluir delgadas alternancias de lutitas negruzcas. En ocasiones presentan un alto grado de recristalización, como puede apreciarse en el río Cuevas. El conjunto puede alcanzar espesores de 25 m. Las calizas muestran estructura gradada y laminación paralela y/o ondulada a techo, predominado las facies bioclásticas con huecos y fragmentos de rocas. Poseen un variable contenido de aloquímicos (8-60%), correspondiente casi exclusivamente a fósiles, con una proporción moderada a baja de cemento (10-29%) y matriz (30-50%). Su elevado grado de recristalización se traduce en la presencia de micro y pseudoesparita en la matriz. Se clasifican como *packstones* bioclásticos

(biomicritas y biomicruditas), aunque también se reconocen *wackestones* fosilíferos con algas y corales.

La alternancia de areniscas y lutitas es la litología más típica de la Fm Imbert tal como fue descrita en el área de Puerto Plata (Nagle, 1966). Pese a sus semejanzas con la Fm La Toca en ausencia de cortes de detalle, Draper y Nagle (1991) asignaron este conjunto de materiales a dicha formación, particularmente por la intercalación de conglomerados con clastos serpentiniticos y tobas blancas muy finas porcelaníticas. Afloran puntualmente en la pista de acceso a la loma Vieja, mostrando mejores condiciones de observación en la Hoja de Río San Juan. Consiste en una alternancia de capas de areniscas de tonos marrones bien estratificadas, de espesor centimétrico a decimétrico, con ocasionales intercalaciones de areniscas verdes, areniscas con cantos, microconglomerados y conglomerados. Aunque no ha sido posible cuantificar su espesor, no parece sobrepasar 50 m. Composicionalmente, las areniscas son líticas, con abundantes fragmentos de rocas volcánicas y serpentiniticas, así como de cristales de cuarzo y plagioclasa, con una alta proporción de matriz. Las areniscas tufíticas consisten en granos dispersos de cuarzo y feldespatos en una matriz muy fina, aparentemente cinerítica desvitrificada. Las capas de conglomerados, de potencia centimétrica, son frecuentes en la base del tramo, incluyendo abundantes clastos de serpentinitas, rocas volcánicas, calizas bioclásticas y calizas con foraminíferos. Las areniscas microconglomeráticas son ricas en granos carbonatados, serpentiniticos, de cuarzo y de foraminíferos fragmentados.

Entre el abundante contenido fosilífero de los niveles calizos, en la Hoja de Río San Juan se han encontrado asociaciones de *Lepidocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Victoriella* sp., *Heterostegina* sp., *Asterocyclina* sp. y *Eulepidina* sp., además de Gypsínidos, Ophthalmídeos, Miliólidos, Rotálidos, Equinodermos, Algas coralíneas y Lamelibranquios, que indican una edad Eoceno Medio-Superior. En cualquier caso, ante la posibilidad de que al menos algunos de los niveles de brechas peridotíticas puedan ser anteriores, no debe descartarse que la edad de la unidad pueda ser Paleoceno-Eoceno, acorde con su atribución en el área de Puerto Plata (Nagle, 1979).

En principio, el tramo de brechas, con escasa o nula organización interna, obedece a depósitos de muy alta densidad (*debris flow*) con poco transporte desde el área fuente, a partir de una fuerte elevación de los materiales del Complejo de Río San Juan debido a la colisión de las placas Norteamericana y Caribeña. El depósito, que implica

a rocas ultramáficas, máficas y sedimentarias, deriva de un complejo de subducción exhumado hasta el fondo marino con anterioridad al Paleoceno-Eoceno Inferior, complejo que afloraría en un escarpe submarino adyacente. Esta idea es consistente con las edades de exhumación Cretácico Superior alto obtenidas geocronológicamente para la exhumación de las eclogitas incluidas en la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara y la deformación a relativa baja-T de la mélangé (Hoja a escala 1:50.000 de Río San Juan, 6174-I).

Los niveles de calizas se interpretan en un contexto turbidítico relacionado con el desmantelamiento de una plataforma carbonatada, reflejando la inestabilidad de la cuenca, siempre en el contexto de colisión entre las placas señaladas.

En los niveles de areniscas y lutitas, alternan niveles autóctonos, hemipelágicos, con material volcánico epiclástico fino, de tonos verdosos, producido por decantación, y con niveles de areniscas e incluso microconglomerados con granoclasificación normal y estructuras sedimentarias de desaceleración de la energía (laminación paralela y cruzada). Los niveles de porcelanitas blancas observados en otros puntos de la región, situados hacia la parte superior de la formación, son difíciles de interpretar, pero la ausencia de bases canalizadas o erosivas, la ausencia de granoclasificación y de estructuras sedimentarias tractivas y la existencia de una fina laminación paralela, que parece deberse a un depósito originado en condiciones tranquilas, apoyan la hipótesis de una generación a partir de una fuerte silicificación de la cuenca (posiblemente debida a vulcanismo), con una gran cantidad de sílice en solución que se manifiesta en el depósito por gravedad de potentes capas muy ricas en sílice. El depósito de estos niveles arenisco-lutíticos se interpreta en un contexto marino distal, con existencia de frecuentes corrientes de turbidez, de densidad variable, con material volcanoclástico y metamórfico, bajo influencia volcánica indirecta, manifestada por la existencia de frecuentes niveles silíceos que corresponden a tufitas.

2.2.1.2. Fm La Toca (14). Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. Oligoceno-Mioceno Inferior P₃-N₁¹

Se trata de uno de los conjuntos característicos de la Cordillera Septentrional, en concreto, una de las cuatro formaciones de afinidad turbidítica que constituyen el Grupo El Mamey (De Zoeten, 1988), encuadrada en el denominado Bloque de La Toca (De Zoeten y Mann, 1991), limitado por las fallas del Río Grande, al suroeste, y del Camú, al norte. Dentro de la Hoja, aflora exclusivamente en el sector suroccidental, a

lo largo de una banda de dirección ESE-ONO y anchura inferior a 2 km, situada al norte de la Zona de Falla Septentrional.

En general, aparece con deficiente calidad de observación, dando lugar a relieves de tonos marronáceos de morfología poco definida, ya que las alineaciones orográficas que configura se deben fundamentalmente a la estructuración tectónica. Sus mejores puntos de observación se localizan en el río Jaya.

Debido a la estructuración de la zona, no es visible su base, aunque la cartografía de la zona sugiere su disposición discordante sobre rocas metamórficas del basamento o sobre la Fm Imbert, tal como ocurre en la Hoja de Río San Juan, si bien con frecuencia se encuentra tectonizada. Consiste en una monótona sucesión rítmica de areniscas y lutitas dispuestas en niveles de orden decimétrico, observándose un menor contenido conglomerático y una mayor proporción de lutitas que en zonas occidentales de la región. Su techo coincide con una nueva discordancia, sobre la que se disponen los Conglomerados de El Firme, tal como se observa en la carretera de La Lomaza. Su espesor es difícil de establecer debido a la naturaleza de los afloramientos, pero en el sector occidental de la cordillera se han estimado valores de 1.200 m (Dolan *et al.*, 1991), cifra que en cualquier caso puede considerarse un valor máximo en la presente Hoja.

En general, las areniscas son medias a finas y de color gris, adquiriendo tonos marronáceos por alteración. Muestran granoclasificación positiva, así como una composición litarenítica, básicamente de fragmentos líticos volcánicos, así como de cuarzo metamórfico, feldespatos, carbonatos y, menos abundantes, serpentinitas. Poseen base plana neta, en ocasiones con estructuras de muro de tipo *groove cast* y *flute cast* bien desarrolladas. Forman diversas secuencias métricas estratocrecientes, con predominio de bancos arenosos hacia techo, que acaban con niveles de arena amalgamados, con laminación horizontal HFR y bioturbación (*Skolithos*). Las lutitas son grises y aparecen algo laminadas

Poseen un escaso contenido fosilífero, generalmente mal conservado y en ocasiones posiblemente resedimentado, en el que cabe destacar la presencia de *Globigerina* af. gr. *gortanii* (Borsetti), *G.* sp., *G.* af. *Venezuelana* Hedberg, *Turborotalia* sp., *Catapsydrax* af. *dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globorotalia* sp., *Globoquadrina* sp., *Chilostomella* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. y *Gyroidina* sp., además de radiolas de Equínidos, Radiolarios, dientes de peces, Globigerínidos, Bulimínidos y

Rotálidos. Aunque se trata de una asociación poco determinativa, la asignación al Eoceno Superior de los niveles superiores de la Fm Imbert y la atribución previa de la Fm La Toca al Oligoceno-Mioceno Inferior (Dolan *et al.*, 1991), han aconsejado seguir este último criterio.

La asociación de facies y las características de las mismas permiten interpretar el depósito de la unidad en un contexto turbidítico, en el que aparecen representados varios subambientes sedimentarios puestos de manifiesto por diversos tipos de procesos de depósito. Predominan las facies turbidíticas depositadas en contextos profundos en sentido amplio, con depósitos producidos por corrientes de turbidez de baja densidad que muestran secuencias de Bouma parciales, entre sedimentos pelágicos, donde esporádicamente llegan flujos muy densos o *debris flow*, producidos por desestabilizaciones en el talud o por entrada de material en cañones submarinos. Localmente, se han reconocido turbiditas de alta densidad, que se corresponden con los niveles de areniscas más potentes.

2.2.2. Mioceno Inferior-Pleistoceno

Los sedimentos neógeno-pleistocenos aparecen escasamente representados en el flanco suroccidental del macizo de Río San Juan, y con mucha mayor extensión, en el oriental. Se disponen discordantemente sobre un paleorrelieve modelado sobre materiales cretácicos, paleógenos y miocenos fuertemente deformados. Su espesor, difícil de precisar, no debe sobrepasar los 300 m. Comprenden tres conjuntos principales:

- Conglomerados de El Firme (unidad 15) y Conglomerados de La Piragua (unidad 16). Se trata de sendos conjuntos detríticos asignados al Mioceno Inferior-Medio, que conjuntamente conforman una orla detrítica del macizo de Río San Juan. En el caso de la primera unidad, fue definida por Guglielmo (1986) como Fm El Firme en la loma del mismo nombre, pasando a ser denominada Fm La Candela por Winslow *et al.* (1991), sugiriéndose durante el presente proyecto el término Conglomerados de El Firme (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). En cuanto a la segunda, su denominación es debida a la localidad donde se encuentra uno de sus mejores cortes, siendo su primera referencia la de Eberle *et al.* (1982).

- Fm Villa Trina (unidad 17). Se trata de una monótona sucesión rítmica de margas con intercalaciones calcáreas, incluida en el Neógeno. Se extiende ampliamente por la Cordillera Septentrional y fue definida por Vaughan *et al.* (1921) junto a la localidad de José Contreras (anteriormente denominada Villa Trina). Este conjunto margoso intercala niveles calcáreos de naturaleza y envergadura muy diversas. Lateralmente evoluciona a facies locales de carácter heterolítico (unidad 18).
- Fm Los Haitises (unidad 19). Constituye una extensa y monótona masa calcárea, atribuida al Plioceno-Pleistoceno, dispuesta sobre el conjunto anterior y asimilada previamente al Mb La Piedra de la Fm Villa Trina. No obstante, la Fm Los Haitises de la Cordillera Oriental (Brower y Brower, 1982) presenta similitud de facies y equivalencia temporal (Díaz de Neira y Hernaiz, 2004), lo que sugiere la correlación de ambas (Braga, 2010), que además presentan una fisonomía muy característica debido a la intensa acción de la meteorización química sobre el conjunto calcáreo. Pasa lateralmente a facies calcareníticas y margosas (unidad 20).

2.2.2.1. Conglomerados de El Firme (15). Conglomerados. Mioceno Inferior-Medio N_1^{1-2}

Afloran en el sector suroccidental, entre la Zona de Falla Septentrional y el conjunto de fallas que limitan por el suroeste al basamento ígneo-metamórfico y a la Fm Imbert. Presentan buenas condiciones de afloramiento en diversas canteras, como las de las pistas de la loma Vieja y Cuevas, así como en la carretera de La Lomaza. En general aparecen como un conjunto conglomerático de aspecto masivo, con esporádicos niveles de arenas silíceas poco cementada,s y que hacia techo intercala tramos de lutitas grises y areniscas laminadas.

Se disponen discordantemente sobre los materiales lutítico-areniscosos de la Fm La Toca, como se deduce en la carretera señalada. Esta superposición constituye el principal criterio de diferenciación de la unidad con respecto a la alineación conglomerática que se extiende hacia el oeste por la vecina Hoja de Salcedo (6174-III) y que constituye los términos inferiores de la Fm La Toca, a la cual se han asignado. También es compleja su individualización con respecto a los Conglomerados de La Piragua, que ocupan una posición estratigráfica equivalente de la presente unidad en torno al resto del macizo; en este caso, la diferencia estriba en la diferente

composición de los cantos constituyentes: exclusivamente ígneo-metamórficos en los Conglomerados de La Piragua y con integrantes carbonatados en el caso de los Conglomerados de El Firme, donde además los constituyentes ígneos no parecen derivar del Complejo de Río San Juan. En cuanto a su techo, está marcado por un nuevo cambio litológico, que supone la desaparición de los términos detríticos de la unidad a expensas de los margoso-calcáreos amarillentos de la Fm Villa Trina. Aunque no se ha observado la naturaleza de este contacto, su representación cartográfica regional sugiere que se trata de una discordancia. En cuanto a su espesor, se deducen valores superiores a 100 m.

Los conglomerados presentan una facies particular formada por tramos métricos a decamétricos integrados por clastos redondeados de unos 8 cm de diámetro medio y fundamentalmente matriz soportados por arena media-gruesa. La organización interna es difícil de observar y raramente se ven estructuras de ordenamiento interno (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). No existe tampoco imbricación y esporádicamente se han observado algunas intercalaciones centimétricas lutíticas o areniscosas, de tonos grises, con materia orgánica y fauna marina de ambientes restringidos (foraminíferos porcelanáceos y restos vegetales). Los clastos tienen una composición volcánica o volcanoclástica predominante, con una menor proporción de clastos calcáreos procedentes de plataformas marinas de edad Eoceno Superior-Oligoceno. Los cantos volcánicos tienen una procedencia de complejos de tipo Pedro García o Palma Picada, con gran abundancia de rocas volcánicas, plutónicas (tonalitas) o tufíticas.

Los muestreos efectuados han determinado la naturaleza azoica de la unidad, por lo que su atribución temporal se basa en la de las unidades infra y suprayacentes. Así, la asignación del techo de la Fm La Toca al Mioceno Inferior y la de la base de la Fm Villa Trina al Mioceno Superior enmarcan de forma imprecisa el depósito de los Conglomerados de El Firme en el Mioceno Inferior-Medio.

A partir de las características de los conglomerados, parecen corresponder a sistemas conglomeráticos deltaicos, depositados en ambientes marinos someros, como evidencia la aparición de fauna marina de ambientes restringidos someros, en niveles lutíticos centimétricos dispuestos entre los paquetes conglomeráticos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). Sin embargo, no se han hallado estructuras de ordenación interna, observándose sólo una débil estratificación, sin imbricación y con una fábrica matriz-soportada principalmente, lo que puede indicar que se han depositado como

consecuencia de flujos muy densos (*high density flows*) en un frente deltaico cargado de sedimento, alimentados en última instancia por sistemas fluviales. Probablemente, el transporte de sedimentos a la cuenca somera adyacente a los relieves creados, se produce a través de grandes avenidas (*flood-dominated fluvio-deltaic systems*, Mutti *et al.*, 2000, 2003).

2.2.2.2. Conglomerados de La Piragua (16). Conglomerados, arenas y lutitas. Mioceno Inferior-Medio N₁¹⁻²

Afloran en ambos flancos del macizo de Río San Juan, donde conforman relieves alomados de tonos rojizos. En el sector occidental se disponen discordantemente sobre los materiales ígneo-metamórficos del macizo, extendiéndose ampliamente por la depresión de Canete, en la Hoja a escala 1:50.000 de Salcedo (6174-III); por lo que respecta al sector oriental, el carácter rectilíneo de su contacto con los materiales del sustrato ígneo-metamórfico sugiere su coincidencia, al menos parcialmente, con una falla de dirección NO-SE. No se ha observado corte alguno representativo de la unidad, sino tan sólo asomos parciales en barranqueras y bordes de caminos, donde se reconoce su naturaleza conglomerática, con abundantes arcillas de color rojo a morado. En cualquier caso, es posible efectuar observaciones de detalle de la unidad en sendos taludes de la carretera Tenares-Gaspar Hernández localizados en las inmediaciones de La Piragua (Hoja de Gaspar Hernández, 6174-IV).

En la Hoja, los Conglomerados de La Piragua se disponen discordantemente sobre los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan. En cuanto a su techo, posee carácter gradual, consistiendo en una progresiva disminución de los términos detríticos, coincidente con la aparición de niveles carbonatados, hasta constituir una sucesión heterolítica que resulta ser el equivalente lateral de la Fm Villa Trina hacia el borde del macizo; aunque no se ha observado la naturaleza de este contacto, su representación cartográfica regional sugiere que se trata de una discordancia. En cuanto a su espesor, es difícil de establecer ante la deficiencia de los afloramientos, pese a lo cual se deducen valores superiores a 150 m.

En general, la presente unidad aparece como un conjunto detrítico en el que predominan los niveles de conglomerados, más frecuentes y groseros hacia la base. Hacia la parte alta de la sucesión se incrementan los niveles de arcillas rojas, que constituyen un buen diagnóstico para el reconocimiento de la unidad, excepto en las

proximidades de los afloramientos del basamento, con frecuencia alterados a arcillas rojas.

En la citada localidad de La Piragua se reconocen facies compuestas por alternancia de conglomerados matriz-soportados con clastos y bloques de rocas metamórficas, que en la base pueden alcanzar 1 m de diámetro, y de pequeños y escasos niveles más arenosos, de grano medio-grueso, bien seleccionados y de tonos amarillentos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). La organización general es pobre, mostrando un aspecto muy desorganizado, con ausencia de granoclasificación y de estructuras de ordenamiento interno. No se observan canales y tan sólo una tenue diferenciación de los tamaños medios da la impresión de estratificación. Hacia las partes altas se observa un tamaño de clasto medio bastante menor (<15 cm) y niveles más delgados, con mayor proporción de arenas; además, se intercalan tramos métricos de arenas rojizas con rizocreaciones carbonatadas.

La diferenciación de sus niveles groseros con respecto a otros niveles conglomeráticos de la región es bastante difícil, basándose principalmente en la naturaleza ígneo-metamórfica casi exclusiva de sus cantos, frente a la presencia de cantos carbonatados de los niveles de la Fm La Toca o de los Conglomerados de El Firme; estos últimos constituyen su equivalente en el borde meridional del macizo de Río San Juan. Por el contrario, la abundancia de arcillas de tonos rojizos es un buen indicador de los Conglomerados de La Piragua frente a los otros conjuntos.

Los muestreos efectuados en la unidad han determinado su naturaleza azoica, por lo que su atribución temporal se basa en la de las unidades infra y suprayacentes. Así, la asignación del techo de la Fm La Toca al Mioceno Inferior y la de la base de la Fm Villa Trina al Mioceno Superior enmarcan, de forma imprecisa, el depósito de los Conglomerados de La Piragua en el Mioceno Inferior-Medio.

Las facies de esta unidad muestran características propias de sistemas aluviales en sentido amplio, a partir de abanicos o ríos procedentes del macizo de Río San Juan. El sistema muestra evoluciones en la vertical hacia tamaños de grano menores, con facies más arcillosas y desarrollo de paleosuelos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). En conjunto, reflejan una importante fase de elevación del macizo ígneo-metamórfico, con la consiguiente erosión rápida, producida predominantemente por procesos de *debris flow* y *grain flow*, con abundante matriz arenosa y microconglomerática y una fábrica matriz-soportada. La aparición en la vertical de

arcillas con paleosuelos y el menor tamaño de los cantos, indican claramente una atenuación de la erosión, probablemente relacionada con el rebajamiento del relieve y con el ascenso del nivel de base.

2.2.2.3. Fm Villa Trina (17). Margas con intercalaciones de calizas. Mioceno Medio-Plioceno Inferior N₁²- N₂¹

Excepción hecha de un pequeño afloramiento localizado en la loma de Jaya, se extiende por el sector oriental, casi exclusivamente al este del sistema de fallas de Guayabito, de orientaciones NO-SE a NNO-SSE. Conformar afloramientos de deficiente calidad debido a su alta proporción margosa, por lo que una mejor descripción de la unidad puede realizarse mediante los diversos cortes parciales existentes en las Hojas de Salcedo (6174-III) y Gaspar Hernández (6174-IV), donde la Fm Villa Trina aparece como una potente y monótona sucesión rítmica de margas con intercalaciones de niveles de calizas margosas de orden decimétrico. En corte fresco muestra tonalidades grises, aunque frecuentemente confiere al terreno típicas coloraciones amarillentas por alteración.

Su base no es visible en corte alguno, pero cartográficamente se deduce su carácter discordante, confirmando las observaciones de otros puntos de la cordillera. En el sector suroccidental, la unidad se dispone sobre los Conglomerados de El Firme, en tanto que en el nororiental lo hace directamente sobre el basamento ígneo-metamórfico; por lo que respecta al sector oriental, aunque no es visible, se deduce su disposición sobre los Conglomerados de La Piragua. Por lo que respecta a su techo, es gradual y coincide con un destacado resalte morfológico; consiste en una alternancia de niveles decimétricos de margas y calizas que muestra buena calidad de afloramiento en el paraje de Los Guayos (Hoja de Salcedo, 6174-III). Su espesor visible se aproxima a 200 m, cifra que debe tomarse como un valor mínimo.

Petrográficamente, los niveles calcáreos aparecen como *packstones* bioclásticos, con una proporción del 35-65% de aloquímicos, 15-60% de ortoquímicos y, en general, valores inferiores al 5% de cemento. Entre los componentes texturales predominan los fósiles, en proporción superior al 95%, pudiendo clasificarse como biomicritas o biomicruditas.

Entre su abundante contenido faunístico, tanto en los niveles calcáreos como en los margosos, se encuentran Algas rojas, Briozoos, Moluscos, Equinodermos, Corales, Miliólidos, Nummulítidos y otros Foraminíferos. En particular, la presencia de *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *G. trilobus* (Reuss), *G. songlobatus* (Brady), *Globorotalia* sp., *G. af. gr. merotumida-pleiotumida* Banner y Blow, *Globoquadrina* sp., *Orbulina universa* d'Orb., *Planorbulina* y/o *Planorbulinella* sp., *Eponides* sp., *Cibicides* sp., *Nonion* sp., *Elphidium* sp. y *Gyroidina* sp., ha permitido su asignación al Mioceno Medio-Plioceno Inferior, aunque no debe descartarse que el techo corresponda al Plioceno Superior.

La sucesión margosa de la Fm Villa Trina representa ambientes de plataforma externa-cuenca (Fig. 2.13), con desarrollo de eventos turbidíticos, menos frecuentes hacia la parte alta de la unidad, que manifiesta una tendencia somerizante culminada con la implantación de la plataforma carbonatada en la que se depositó la Fm Los Haitises. Esta tendencia sugiere, además, que el paso gradual en la vertical entre las Fms. Villa Trina y Los Haitises, también se produce en la horizontal.

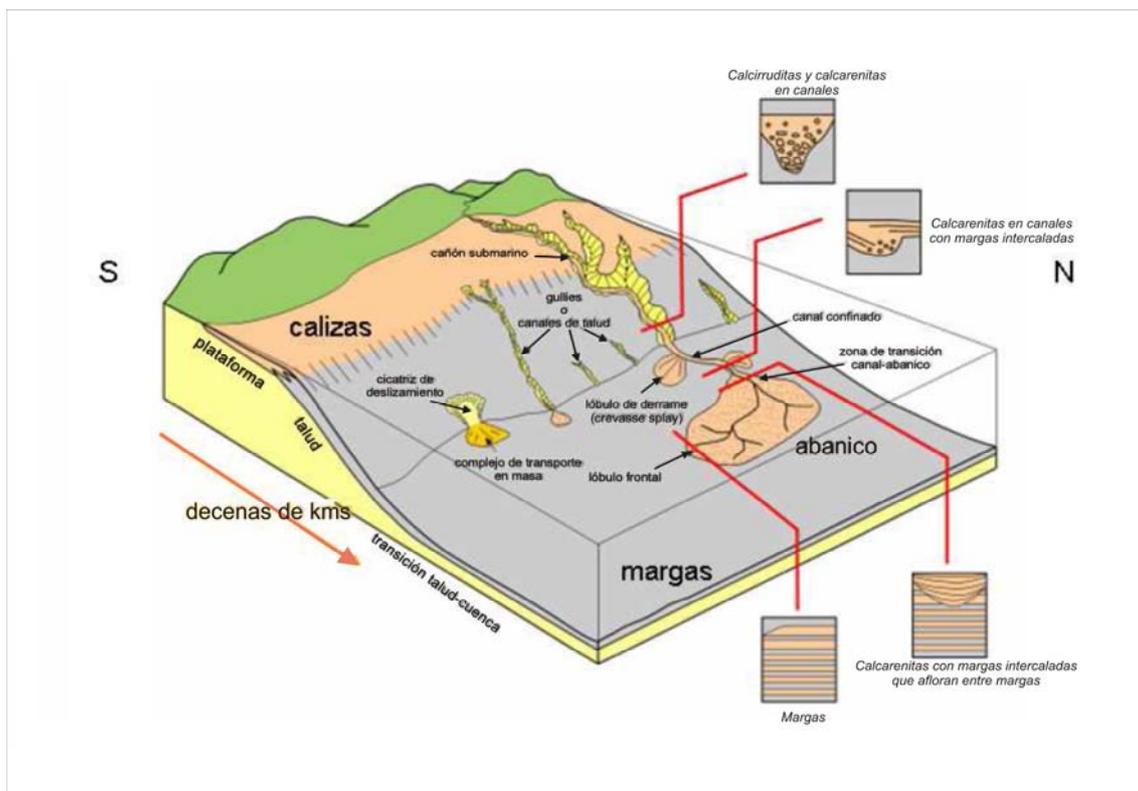


Fig. 2.13. Esquema paleogeográfico de la Fm Villa Trina (Braga, 2010)

2.2.2.4. Arenas, arcillas y calizas (18) (Equivalente de la Fm Villa Trina) N₁³- N₂¹

Se trata de un conjunto poco representado en la Cordillera Septentrional, de composición heterogénea, principalmente con niveles detríticos rojos y carbonatados. Aflora al sur de Guayabito dispuesto entre los Conglomerados de La Piragua y la Fm Los Haitises o materiales relacionados con ella. Esta posición es correlacionable estratigráficamente a la de la Fm Villa Trina, por lo que se considera su equivalente lateral, a pesar de que el paso entre ambas no ha sido observado, probablemente al haber sido omitido por la acción del sistema de fallas de Guayabito.

Configura morfologías poco definidas, dentro de una tendencia deprimida, con afloramientos deficientes. Tan sólo ha sido posible la observación de secciones puntuales en los diversos ríos y arroyos de la zona, así como en el camino de Los Añones. Su base no ha sido vista en corte alguno, habiéndose establecido por la aparición de niveles carbonatados sobre los Conglomerados de La Piragua, si bien tal aparición no conlleva la desaparición de los niveles detríticos característicos de dicha unidad. Pese a este aparente carácter gradual, su relación lateral con la Fm Villa Trina ha hecho que el contacto entre ambas unidades se haya representado como discordante, de acuerdo con las observaciones de otros puntos de la cordillera. En cuanto a su techo, es gradual y coincide con un destacado resalte morfológico; consiste en la desaparición de los niveles detríticos rojizos a expensas de los calizos y calcareníticos de las unidades suprayacentes (Fm Los Haitises y su equivalente lateral). Su espesor visible se aproxima a 200 m, cifra que debe tomarse como un valor mínimo.

Está integrada por niveles litológicos variados de espesor métrico a decamétrico, cuya ciclicidad no puede ser precisada por la precariedad de los afloramientos. En cualquier caso, se han identificado: micritas y margas arenosas pardas, muy mal estratificadas; conglomerados poligénicos, con cantos de composición ígneo-metamórfica semejantes a los Conglomerados de La Piragua; lutitas y arenas rojas y violáceas; y calizas bioclásticas y arrecifales blancas.

Petrográficamente, los niveles calcáreos aparecen como *packstones* bioclásticos, con una proporción similar de aloquímicos y ortoquímicos (45-55%), con valores cercanos al 15% de cemento. Entre los componentes texturales predominan los fósiles, en proporción superior al 95%, pudiendo clasificarse como biomicritas.

El contenido fosilífero es muy variado, observándose conchas de grandes lamelibranquios, ostras, pectínidos, tallos de políperos ramosos, cúpulas de madreporarios, tallos de Kuphus, etc. La presencia de fragmentos de Kuphus, especialmente a techo de la unidad, sugiere su correlación con la Caliza de Macorís del Ridge de San Francisco (Hoja a escala 1:50.000 de Villa Riva (6273-IV), por comparación con las descripciones realizadas por Nadai (1987). La presencia de *Archaias* sp., *Miosorites?* sp., *Amphistegina?* sp., Rotálidos, Valvulínidos y Ophthalmídeos ha sugerido su pertenencia al Mioceno, pero en cualquier caso, su posición estratigráfica y relaciones laterales indican su pertenencia al Mioceno Medio-Plioceno Inferior.

El depósito de la presente unidad se relaciona con ambientes marinos más cercanos al continente que los representados por la Fm Villa Trina. De hecho, el depósito de carbonatos de plataforma interna y el desarrollo de bioconstrucciones arrecifales representados por los niveles margosos y calcáreos, se vería interrumpido episódicamente por la llegada de aportes terrígenos más o menos groseros, representados por los niveles de conglomerados, arenas y arcillas rojas procedentes del macizo de Río San Juan.

2.2.2.5. Fm Los Haitises (19). Calizas y calizas arrecifales. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior N_2^2 - Q_1

Se trata del conjunto calcáreo que constituye los peculiares afloramientos de morfología kárstica que culminan la serie neógena, adquiriendo su máximo desarrollo en el ámbito de Guayabito. Generalmente configura un denso entramado de depresiones (dolinas y uvalas) y pronunciados montículos (*hums* o haitises), fisonomía que recuerda a la de la región de Los Haitises, lo que añadido a la notable semejanza litoestratigráfica de los afloramientos calcáreos de ambas zonas, incluida su edad, ha aconsejado tratar todos estos materiales calcáreos como una sola formación (Braga, 2010), simplificando con ello la terminología relativa a los materiales plio-cuaternarios de La Española.

Sus mejores puntos de observación, parciales y de tipo puntual en cualquier caso, se localizan junto al canal del río Boba y en las canteras próximas a Guayabito. La unidad aparece como un monótono conjunto de calizas grises a blanquecinas, con un elevado contenido fosilífero observable a simple vista. Generalmente se agrupan en bancos de espesor métrico a decamétrico, aunque con frecuencia su estratificación no es

fácilmente observable, lo que acentúa su aspecto masivo. De forma ocasional, se agrupan en capas decimétricas entre las que se pueden intercalar delgados niveles de margas. Su aspecto monótono, debido en buena medida a su gran uniformidad litológica, se ve incrementado por la notable karstificación que afecta a la unidad, condicionada en buena medida por la red de fracturación existente.

Se disponen concordantemente sobre la Fm Villa Trina, mediante un progresivo enriquecimiento calcáreo de la serie. En cuanto a su techo original, no es posible determinarlo, si bien debería estar próximo a los restos de la superficie estructural que configura la unidad. En cualquier caso, su espesor parece sobrepasar 150 m.

Petrográficamente, aparecen como calizas fosilíferas e intraclásticas (biomicritas a intramicruditas) con grado de recristalización variable; poseen porosidad primaria y, en menor medida, secundaria. Predominan los *packstones* bioclásticos, en los que los aloquímicos (20-70%) corresponden mayoritariamente a fósiles (>60%) e intraclastos (<40%), con una proporción de matriz variable (30-65%), pero superior a la de cemento (<20%). También se reconocen *wackestones* bioclásticos.

Su depósito se interpreta en un contexto de plataforma carbonatada media y distal (Fig. 2.14), si bien la dispersión de los puntos de observación y la relativa uniformidad de facies no permiten excesivas precisiones. Dicho contexto parece confirmado por las texturas observadas y las aportaciones de sus afloramientos en otros puntos cercanos de la Cordillera Septentrional.

De acuerdo con la tendencia regresiva deducida para el Plioceno en la región, las facies de talud-cuenca de la Fm Villa Trina subyacente debieron depositarse también al este de la plataforma correspondiente a la Fm Los Haitises, por lo que el paso gradual vertical entre ambas, también debe producirse horizontalmente.

La unidad incluye un elevado, aunque poco determinativo, contenido faunístico integrado por Corales, Foraminíferos, Algas, Moluscos, Equinodermos y Briozoos. En cualquier caso, la asignación de la Fm Villa Trina al Plioceno Inferior, enmarca el depósito del presente conjunto durante el Plioceno Superior y posiblemente, Pleistoceno Inferior, aunque la relación lateral señalada entre ambas unidades, sugiere que en algunas zonas el depósito de la Fm Los Haitises debió comenzar en el Plioceno Inferior.

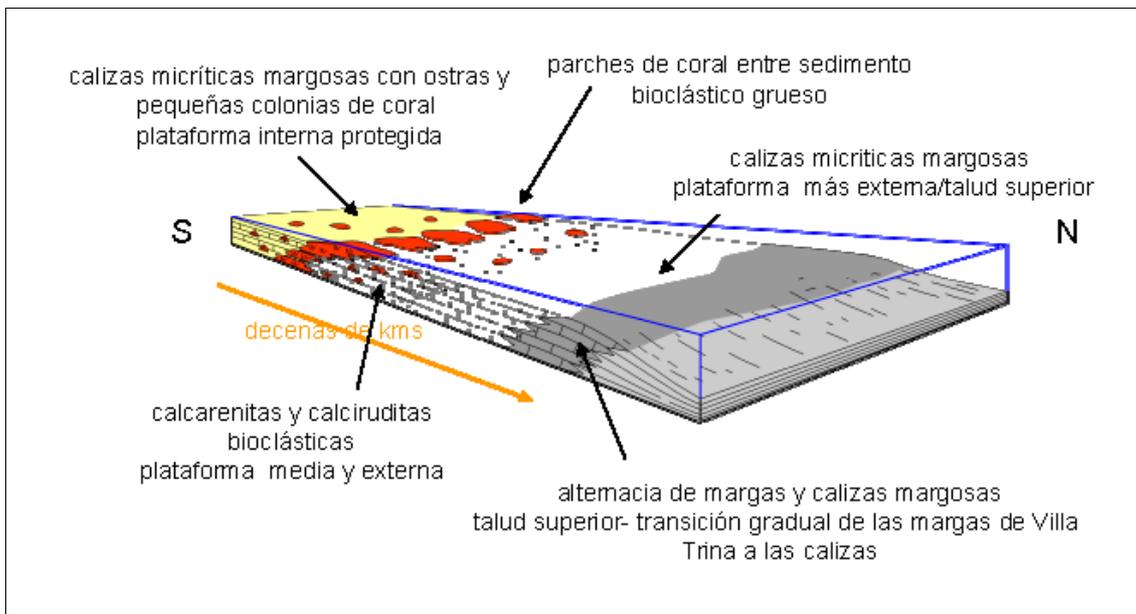


Fig. 2.14. Esquema paleogeográfico de la Fm Los Haitises (Braga, 2010)

2.2.2.6. Margas, calizas y calcarenitas (20) (Equivalente de la Fm Los Haitises) $N_2^2-Q_1$

La presente unidad forma parte del resalte topográfico que con dirección NNO-SSE a NO-SE se extiende al sur de Guayabito, configurando una estrecha franja flanqueada por afloramientos de la Fm Villa Trina y su equivalente lateral. La distribución litológica en dicha franja sugiere que el presente conjunto margoso-carbonatado constituye un equivalente lateral de la Fm Los Haitises, cuyas calizas y calizas arrecifales integran el resto de la franja.

Aunque muy localizados, existen buenos puntos de observación de la presente unidad en las pistas discurren por el resalte señalado, pudiendo destacarse la cantera existente al sur de Guayabito. Allí se observa una sucesión de calcarenitas con estratificación cruzada en artesa de pequeña escala, con una cierta proporción de limo (Braga, 2010), de más de 30 m de espesor. En otros puntos se reconocen niveles de margas ocres de geometría poco definida.

La base de la unidad no se ha observado en punto alguno, deduciéndose el carácter gradual con respecto a la Fm Villa Trina (o materiales equivalentes) infrayacente; por lo que respecta a su techo, ha sido truncado por el sistema de fallas de Guayabito. El espesor visible se aproxima a 150 m.

Pese a la ausencia de fauna determinativa en el seno de la unidad, se ha asignado al Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior por su relación con la Fm Los Haitises.

Su depósito se interpreta en un contexto de plataforma carbonatada con desarrollo de bajíos (dunas) de calcarenitas bioclásticas de matriz micrítica, con estratificaciones cruzadas en artesa de pequeñas dimensiones e influencia de corrientes débiles. A estos bajíos llegaría influencia terrígena, en tanto que mar adentro se desarrollaron las construcciones arrecifales de la Fm Los Haitises, que debieron contribuir a crear una barrera.

2.2.3. Cuaternario

Los materiales cuaternarios adquieren su máximo desarrollo en la Llanura Costera de Nagua y en la Cuenca del Cibao, aunque también se encuentran desarrollados por el macizo de Río San Juan. Predominan con mucho los depósitos de origen fluvial, con desarrollo más localizado de sedimentos de naturaleza kárstica y poligénica.

2.2.3.1. Piedemonte (21). Bloques, cantos y arcillas rojas. Pleistoceno Q₂₋₃

Se localizan en el flanco oriental del macizo de Río San Juan, siendo su ejemplar más destacado el de Monte Llano, que aparece elevado con respecto a la red fluvial, con una morfología muy característica a modo de planicie colgada que desciende imperceptiblemente desde el borde del macizo hacia el noreste. El carácter rectilíneo del borde del macizo sugiere su naturaleza tectónica, hecho que parece respaldado por el escalonamiento del piedemonte localizado al noroeste de La Pocilga.

Están constituidos por gravas polimícticas en matriz arenosa, con importantes niveles lutíticos de tonos rojizos. Los cantos, de composición ígneo-metamórfica, son redondeados y presentan diámetros predominantes de 10-20 cm. Se disponen sobre los Conglomerados de La Piragua y sobre materiales equivalentes de la Fm Villa Trina, con un espesor cercano a 50 m. Por el grado de encajamiento de la red fluvial en ellos, se atribuyen al Pleistoceno, pudiendo correlacionarse con los abanicos aluviales que tapizan la Llanura Costera de Nagua y la Cuenca del Cibao.

2.2.3.2. Abanicos aluviales (22). Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno Q₂₋₃

Son el principal constituyente superficial del Valle del Cibao, constituyendo generalmente una extensa planicie suavemente inclinada desde el borde de la Cordillera Septentrional hacia el centro del valle. Esta disposición original se encuentra distorsionada entre El Cercado y Jacagua debido a la actividad tectónica del Ridge de San Francisco (Winslow *et al.*, 1991), configurando un relieve alomado surcado por la red fluvial con una geometría poco definida.

En el extremo occidental y en su prolongación por la Hoja de Salcedo (6174-III), la calidad de afloramiento suele ser deficiente, al estar la superficie de los abanicos totalmente ocupada por cultivos, mostrando el terreno tonalidades ocres y negruzcas. No obstante, algunos de los numerosos ríos y arroyos que surcan los abanicos ofrecen buenas exposiciones de sus niveles superiores, destacando el cauce del río Cenoví, al noroeste de Tenares, en la citada Hoja, donde se ponen de manifiesto sus variadas litofacies. Predominan las lutitas de tonalidades ocres debido a la extensión de los afloramientos de las Fms. La Toca y Villa Trina en el área fuente, con frecuentes intercalaciones de niveles de gravas canaliformes, de espesor de orden métrico; los cantos son de composición calcárea predominante y su tamaño varía entre 5 y 15 cm de diámetro. La distribución de estos niveles es aleatoria, al igual que la de los horizontes lutíticos negros intercalados, de espesor comprendido entre 1 y 3 m, correspondientes a suelos con abundante contenido orgánico. No es posible establecer su espesor al no aflorar el sustrato, pudiendo señalarse 25 m como espesor mínimo.

Entre El Cercado y Jacagua se observa un cambio composicional, apareciendo como un conjunto de gravas y arenas de tonos rojizos, con intercalación de niveles lutíticos. Este cambio, unido la variación morfológica señalada con respecto al extremo occidental, con un relieve ligeramente más elevado e incidido por la red de drenaje, podría sugerir que en este caso se trata de un depósito más antiguo. Sin embargo, el cambio composicional es debido a la variación del área madre, constituida en este caso por materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan, y por otra parte, la mayor elevación y consecuente incisión fluvial es debida a su situación en el extremo occidental del Ridge de San Francisco.

Además de estos grandes abanicos del ámbito del Valle del Cibao, se han reconocido otros de menor entidad, tanto en la vertiente meridional del macizo de Río San Juan,

como en la oriental, destacando por su extensión los del paraje de La Pocilga. En cuanto a su edad, el grado de incisión fluvial que afecta también a los abanicos hace que se hayan incluido en el Pleistoceno.

2.2.3.3. Fondo de dolina, uvala o poljé (23). Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno Q₂₋₄

Se asocian a los afloramientos calizos de la Fm Los Haitises, adquiriendo su mayor desarrollo al sur de Guayabito. Corresponden a arcillas rojas de aspecto masivo, producto de la descalcificación de los materiales calcáreos por la acción de procesos kársticos y relacionadas con dolinas, uvalas y poljés. Su espesor varía considerablemente en función de la efectividad de los procesos de disolución, pudiendo superar los 3 m.

Su edad está acotada por la del techo de la Fm Los Haitises, habiéndose enmarcado en el Pleistoceno-Holoceno.

2.2.3.4. Abanicos aluviales (24). Arcillas rojas con niveles de bloques y gravas. Pleistoceno Superior Q₃

Son el principal constituyente de la Llanura Costera de Nagua, donde configuran extensas planicies de tonalidades rojizas, que se elevan suavemente hacia el oeste hasta enlazar con el borde del macizo de Río San Juan. En general, afloran con deficiente calidad, pudiendo constatarse únicamente la presencia de lutitas de tonos rojizos, aunque algunas barranqueras y pequeños cortes en el borde de los caminos permiten observar sus principales rasgos. Las arcillas están afectadas por edafizaciones que les confieren un aspecto abigarrado que recuerda al de las alteraciones del basamento del macizo, señalando a éste como su área madre, suposición respaldada por el incremento de la cota del techo de los abanicos hacia el oeste y por la presencia esporádica de pequeños niveles de cantos de orden centimétrico de composición ígneo-metamórfica. Su espesor total no es constatable en punto alguno, pudiendo señalarse valores mínimos de 40 m en las zonas proximales.

En cuanto a su edad, el hecho de que en Nagua (Hoja a escala 1:50.000 de Nagua, 6274-III) se dispongan sobre la Fm La Isabela, limita su base al Pleistoceno Superior,

edad asignada a la unidad debido al grado de encajamiento que posee la red fluvial en ella.

2.2.3.5. Terraza (25). Gravas, arenas y lutitas. Holoceno Q₄

Se trata de depósitos escasamente representados en la zona, restringidos exclusivamente al valle del río Boba en su tránsito por el macizo de Río San Juan. Sus manifestaciones parecen responder a un solo nivel dispuesto a cotas cercanas a +20 m con respecto al cauce actual, habiéndose clasificado informalmente como terrazas bajas. Poseen coloraciones rojizas y una composición similar en todos los casos, estando constituidas por gravas polimícticas con predominio de cantos de origen ígneo-metamórfico, en matriz arenosa, observándose niveles de lutitas; el tamaño de los cantos varía notablemente, predominando los diámetros de 5-15 cm. Su potencia oscila entre 2 y 15 m.

Por lo que respecta a su edad, en función del grado de incisión de la red actual en ellas, se atribuyen tentativamente al Holoceno, aunque no debe descartarse que en alguno de los casos pertenezcan, al menos parcialmente, al Pleistoceno.

2.2.3.6. Llanura de inundación (26) Arenas, lutitas, gravas y bloques. Cauce o meandro abandonado (27) Lutitas, arenas y gravas. Holoceno Q₄

Las llanuras de inundación son formas bastante extendidas, destacando las de los ríos Boba y Baquí, cuya anchura llega a sobrepasar 2 km. En la del Boba, además de encajarse el canal principal, en el que se observan barras de gravas durante los periodos de estiaje, se reconocen cauces o meandros abandonados de morfología más o menos curvilínea, evidenciando un comportamiento divagante.

Están constituidas por gravas polimícticas y arenas, con intercalación de niveles lutíticos, predominando los cantos de origen ígneo-metamórfico, que poseen diámetros de 10-20 cm, sobrepasando 1m en el caso del río Boba.

En cuanto a los cauces y meandros abandonados, a su composición en estado activo, con predominio de gravas y arenas, se superpone un contenido lutítico derivado de procesos de decantación ligados a su dinámica de inundación actual. Por su actividad presente, ambos tipos de depósitos se incluyen en el Holoceno.

2.2.3.7. Fondo de valle (28). Gravas, bloques, arenas y lutitas. Holoceno Q₄

Constituyen el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje. Los más notables se asocian con los cursos principales, destacando el del río Boba. Entre las gravas predominan los componentes de origen ígneo-metamórfico, con diámetros de 10-20 cm, si bien algunos elementos pueden sobrepasar 1 m.

Su espesor es difícil de determinar al no observarse el sustrato, pero debe sobrepasar 5 m en el caso de los ríos principales. Por su dinámica actual, se incluyen en el Holoceno.

3. PETROLOGÍA

3.1. Descripción de los materiales

3.1.1. Unidad de La Cuaba

Está constituida por cinco subunidades estructurales, cuyo orden desde el nivel estructural inferior al superior es: peridotitas serpentinizadas y serpentinitas de El Helechal (unidad 1); metacumulados ultramáficos, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate (unidad 2); ortogneises bandeados y foliados máfico-intermedios (metagabros y metadioritas) de grano medio-grueso y ortogneises basales blastomiloníticos/miloníticos (unidad 3); anfibolitas con granate y metagabros bandeados subordinados (unidad 4); y anfibolitas y esquistos máficos de grano fino (unidad 5).

Los principales tipos petrográficos estudiados de la unidad (1) son harzburgitas (6174IIJE9413) y serpentinitas (6173IAC9003 y 6173IAC9053), las cuales aparecen también como lentejones asociados a los contactos entre unidades.

En la unidad (2) se han observado bloques de peridotitas y piroxenitas con granate (6174IIJE9398A, 6174IIJE9398B y 6174IIJE9409A), así como niveles de hornblenditas relacionados (6174IIJE9592).

De la unidad (3) se han reconocido: ortogneises y anfibolitas con Mg-hornblenda, epidota y, frecuentemente, rutilo, con segregaciones leucocráticas concordantes y cizalladas (6174IIJE9411 y 6174IIJE9415); metagabros y metadioritas bandeadas con clinopiroxeno (relicto), Mg-hornblenda y epidota, frecuentemente bandeados (6174IIJE9582 y 6174IIJE9585B); y metagabros con Mg-Hornblenda a pargasita y epidota foliados (6174IIJE9391, 6273IVJM9183, 6273IVJM9192, 6273IVJM9486, 6273IVJM9551, 6173IAC9002, 6173IAC9021, 6173IAC9037, 6173IAC9052 y 6173IAC9054) y poco foliados (6173IAC9055).

En la unidad (4) se han estudiado anfibolitas con granate, pargasita y rutilo (6174IIJE9409B, 6174IIJE9591A, 6174IIJE9108, 6174IIJE9395, 6175IIJE9548, 6174IIJE9583, 6174IIJE9585A y 6174IIJE9599B). En ella intruyen sills concordantes

de leucodioritas con granate y anfíbol cálcico (6174IIJE9591B) y leucotonalitas con granate y/o anfíbol cálcico y epidota foliadas (6174IIJE9589 y 6173IAC9045). De la subunidad (4) aflorante en el macizo de la loma Guaconejo, en el sector de Villa Riva, se han estudiado metagabros foliados con granate y anfíbol pargasítico-tschermakítico (6273IVJM9488 y 6273IVJE9690), con segregaciones leucocráticas con granate (6273IVJM9581 y 6273IVJM9584).

Los principales tipos petrográficos estudiados de la subunidad (5) son anfibolitas con hornblenda (6174IIJE9278, 6174IIJE9521, 6174IIJE9560, 6174IIJE9555 y 6174IIJE9542) y anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota (6174IIJE9283, 6174IIJE9549 y 6174IIJE9580), presentes en los niveles estructurales más bajos, todas ellas de fábrica plano-linear penetrativa. Localmente afloran metagabros y metadioritas con hornblenda y biotita que posiblemente constituyen los protolitos máficos relativamente menos deformados (6174IIJE9553A), e intruyen subconcordantemente sills de dioritas y tonalitas con hornblenda foliadas (6174IIJE9277).

Además de las cinco subunidades señaladas, también se han estudiado bloques o mega-enclaves de anfibolitas deformadas semejantes a las de la Unidad de La Cuaba dentro del Batolito del Río Boba (6174IIJE9391), así como mármoles (6173IAC9046) de ubicación incierta.

3.1.1.1. Harzburgitas

Hacia la base de la unidad y en la posición estructuralmente más baja (unidad 1), aparece el conjunto de harzburgitas masivas variablemente serpentinizadas y serpentinitas foliadas de El Helechal. Los datos de campo indican que los lentejones de peridotitas con granate de ultra alta-P de la unidad (2) están hacia el contacto superior de estas rocas. Sin embargo, en todos los afloramientos observados se trata de harzburgitas coherentes variablemente serpentinizadas, sin desarrollo de estructuras y texturas propias de una mélange de matriz serpentinitica. Las peridotitas serpentinizadas también aparecen hacia el contacto basal de la unidad (5). El presente conjunto consiste en lentejones de rocas ultrabásicas oscuras, variablemente serpentinizadas e intruidas por diques y venas métricas a centimétricas de leucotonalitas foliadas. La muestra estudiada (6174IIJE9413) pertenece a un *boudin* menos serpentinado, rodeado por una foliación serpentinitica.

Al microscopio se observan pseudomorfos de olivino (>80%), ortopiroxeno (15-20%), clinopiroxeno (<2%) y espinela (2 %), por lo que se clasifica como una harzburgita con espinela. Posee textura granuda y porfiroclástica. El olivino está completamente serpentizado, en tanto que el ortopiroxeno forma grandes cristales alotriomorfos ameboides, variablemente transformados a bastita, con lamelas de exolución de clinopiroxeno e inclusiones de cromo-espinela; también parece formar venas milimétricas que cortan a la harzburgita. La espinela es idiomorfa y forma granos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto olivino-ortopiroxeno, o aparece dispersa en el agregado retrógrado de serpentinita. La serpentización consiste en la formación de minerales retrógrados (serpentinita, clorita, opacos, etc.) pseudomórficos o rellenando microfracturas. Por otro lado, estas rocas están también afectadas de forma muy heterogénea por una deformación cataclástica, que tuvo lugar en un nivel cortical muy superficial.

3.1.1.2. Serpentinitas

La muestra estudiada (6173IAC9003) constituye un *boudin* harzburgítico localizado dentro de las serpentinitas cizalladas de la unidad (1). Está constituida por un agregado de grano grueso de olivino (>75%), ortopiroxeno (<25%), y espinela (<2%), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos. Aunque la roca está completamente serpentizada, parece preservar la textura granuda mantélica original en algunos porfiroclastos. El olivino está completamente serpentizado y el ortopiroxeno forma grandes cristales alotriomorfos reemplazados por bastita y serpentinitas, en cuyos bordes se localiza espinela ameboides. La espinela forma granos subidiomorfos, preferentemente en el contacto olivino-ortopiroxeno, apareciendo transformada en gran parte a magnetita y opacos. Los porfiroclastos están rodeados por una matriz intensamente foliada constituida por serpentinitas. Parecen reconocerse dos grupos de minerales serpentiniticos: antigorita?, formando parte de los porfiroclastos, y agregados de crisotilo-lizardita en la matriz foliada que los rodea. Otros minerales metamórficos son mica blanca, talco?, clorita y opacos, tanto pseudomórficos como de relleno microfracturas.

Saumur *et al.* (2008) incluyen datos químico-composicionales de las serpentinitas que, según estos autores, fueron protruidas en la Zona de Falla Septentrional. Las serpentinitas estudiadas se encuentran aparentemente también como bloques rodados en el cauce del río Cuevas, por lo que pertenecerían probablemente a las peridotitas y serpentinitas de la unidad (1). Según estos autores, las serpentinitas incluyen raros

relictos de olivino ($Fe_{90,8}$) y ortopiroxeno ($En_{91,3}$), así como granos de cromo-espinela ($Mg\#=0,5-0,7$ y $Cr\#=0,42-0,52$), que por su composición bastante refractaria señalan una procedencia de la cuña del manto suprasubducción situado en el antearco.

3.1.1.3. Peridotitas y piroxenitas con granate

En la subida a la loma de Quita Espuela por su vertiente meridional, han sido encontradas rocas ultramáficas metamorfizadas en condiciones de alta-P, similares a los bloques de peridotitas con granate rodados estudiados por Abbott *et al.* (2006, 2007) y Hattori *et al.* (2009, 2010). Estas rocas están muy probablemente incluidas en la base de la subunidad (2) de metacumulados, hornblenditas y gneises máficos y ultramáficos con granate, si bien sus condiciones de afloramiento son mediocres.

Las peridotitas con granate incluyen rocas cumulado ultramáficas como dunitas con clinopiroxeno, wherlitas y clinopiroxenitas con olivino, que han desarrollado granate formando tanto porfiroblastos como coronas en torno a los piroxenos (Fig. 3.1). Los porfiroblastos de granate poseen a menudo bordes quelifíticos, con el clinopiroxeno parcialmente reemplazado a anfíbol y el olivino parcialmente alterado a serpentinita. Sin embargo, su composición no es onfacítica y las lamelas de exolución y maclas son más bien propias de clinopiroxenos ígneos. La espinela forma tanto granos dispersos de espinela alumínica, como simplectitas y rebordes retrógrados de hercinita en torno al granate. Algunas muestras poseen ortopiroxeno y rutilo. El granate incluye clinopiroxeno y rutilo, y las coronas retrógradas en torno a él están compuestas por anfíbol y clinopiroxeno diopsídico, o por anfíbol pargasítico, plagioclasa, epidota y cuarzo, que indican una retrogradación desde la facies eclogítica a la de las anfibolitas con granate, clinopiroxeno y epidota. Como minerales retrógrados se han observado anfíbol cálcico incoloro, actinolita, clorita-Mg gris verde, mica blanca, albita, esfena y opacos.

3.1.1.4. Hornblenditas

Dentro de la unidad (2) aparecen rocas metamáficas a meta-ultramáficas de grano medio y tonos verdosos oscuros, con una fábrica plano-linear penetrativa, Sp-Lp. Tanto la mineralogía como las texturas del protolito han sido completamente transpuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático. Al

microscopio presentan texturas nematoblásticas y granoblásticas localmente microbandedas.

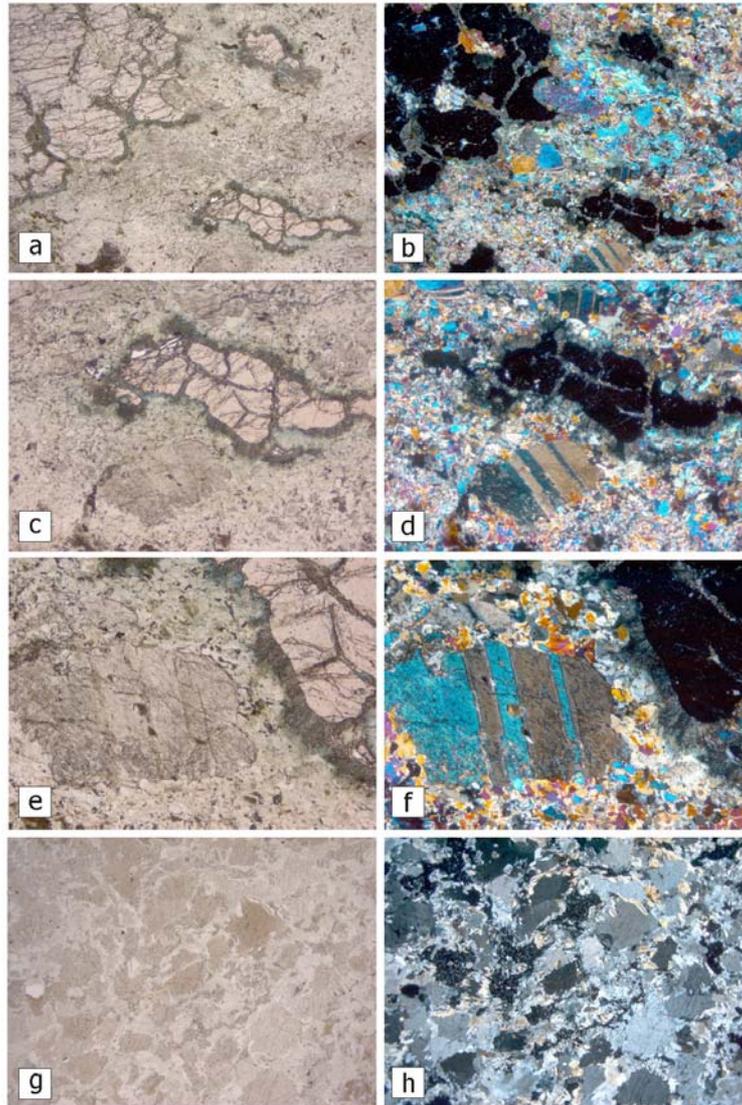


Fig. 3.1. Unidad de La Cuaba. (a, c, e, g) Láminas delgadas de bloques de peridotitas y piroxenitas con granate (natural); (b, d, f, h) Las mismas láminas con luz polarizada; (c-d) Coronas de simplectitas en torno al granate; (e-f) Texturas de exolución de ortopiroxeno y maclados en el clinopiroxeno

Como minerales principales aparecen anfíbol cálcico, epidota/clinozoisita, clinopiroxeno cálcico y plagioclasa albita, con mica blanca, rutilo, ilmenita, esfena y óxidos de Fe-Ti como accesorios; normalmente, el contenido de anfíbol cálcico es >80%. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil planar principal (Sp) y es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con clinopiroxeno y epidota. El anfíbol varía entre pargasita-edenita y tschermakita muy alumínica, dado su bajo pleocroísmo incoloro, aunque debe haber también composiciones desde Mg-hornblenda a

actinolita. Podría tratarse de metagabros completamente transformados a un esquistofoliado.

3.1.1.5. Metagabros y metadioritas bandeadas

Forman parte de la unidad (3), aunque también se ha observado este tipo de rocas en niveles estructurales más altos. Esta unidad define un antiformal en la Hoja de Guayabito, continuándose como una banda en las vecinas Hojas de Pimentel y Villa Riva, donde configura un cierre sinformal sobre las peridotitas serpentinizadas de El Helechal. El presente conjunto litológico aparece intensamente deformado en este nivel estructural, constituyendo un tramo de gneises basales blastomiloníticos/miloníticos.

Los metagabros y las metadioritas bandeadas constituyen rocas máficas de grano medio a grueso, color verde y estructura gneílica, migmatítica o foliada, en función del mayor o menor desarrollo de un bandeo composicional verde-blanco, de segregación tectonometamórfica o migmatítica, y de la fábrica plano-linear penetrativa, Sp-Lp. Inyecciones leucocráticas tonalítico-trondjemíticas concordantes contribuyen en la definición del bandeo. El protolito fue una roca gabroica, cuya mineralogía y textura generalmente han sido transpuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático. No obstante, se observa clinopiroxeno diopsídico y plagioclasa muy anortítica, preservados como porfiroclastos. Probablemente, se trata de metagabros o metagabronoritas metamorizados y rehidratados. Al microscopio (Fig. 3.2) exhiben texturas granoblásticas y nematoblásticas variablemente microbandeadas.

Como minerales principales presentan anfíbol cálcico, epidota/clinozoisita, clinopiroxeno cálcico (diópsido aluminico) y plagioclasa oligoclasa, con clorita, mica blanca, lawsonita? y cuarzo ocasionales, e ilmenita, esfena, allanita y óxidos de Fe-Ti (son rutilo?) como accesorios. La asociación es sincinemática con respecto a la fábrica dúctil planar principal (Sp) y es diagnóstica de las facies de las anfibolitas con clinopiroxeno y epidota y los esquistos azules con epidota. La fábrica Sp-Lp está definida por el alineamiento de prismas y agregados de finos nematoblastos de anfíbol, en ocasiones posiblemente pseudomorfos de piroxenos ígneos, y de agregados de epidota+albita, pseudomorfos de plagioclasas. En algunas rocas, la alternancia milimétrica de niveles ricos en anfíbol y niveles ricos en epidota y albita, define el bandeo composicional; en otras, los lentejones de plagioclasa, epidota y

cuarzo poseen un carácter estromático y proceden de la cristalización de pequeños volúmenes fundidos.

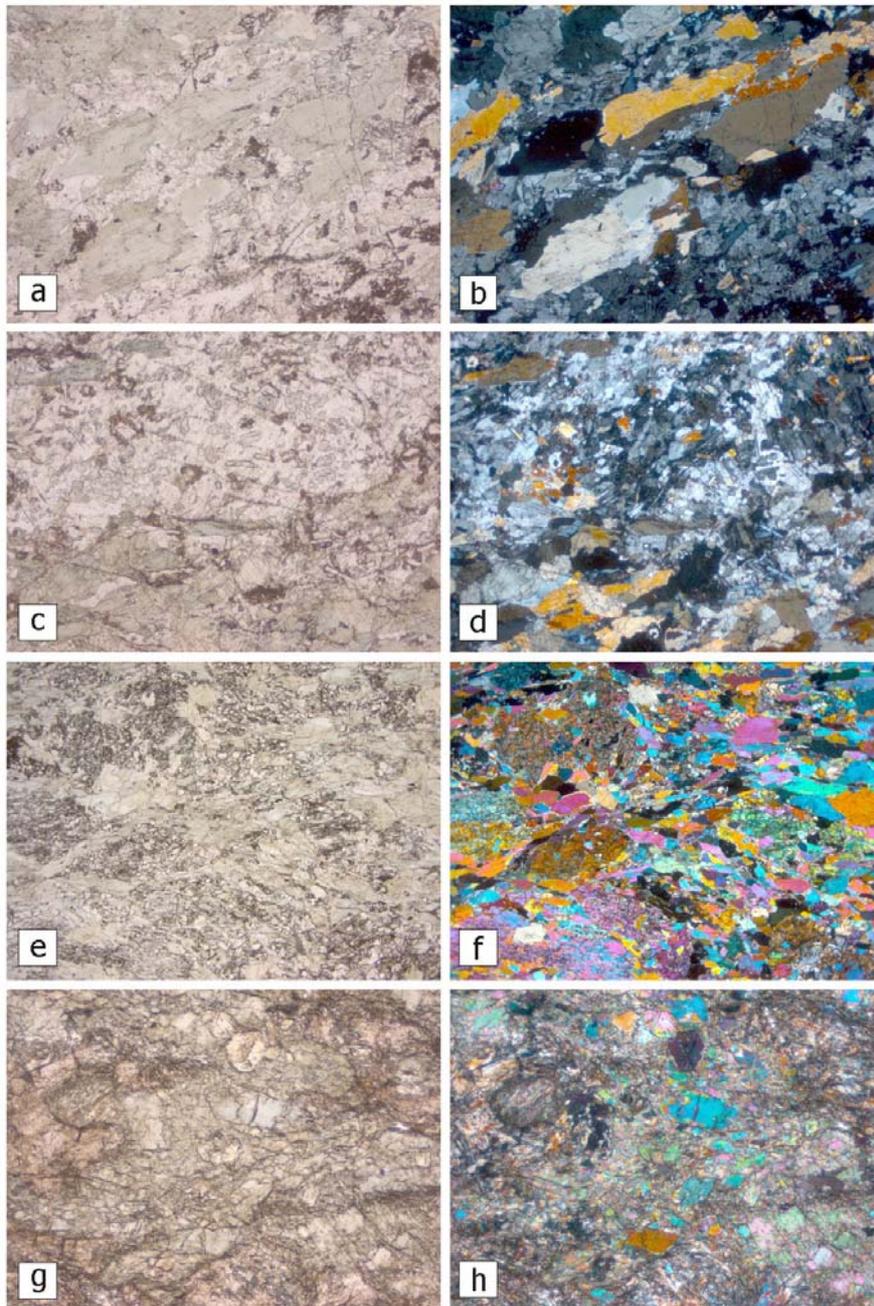


Fig. 3.2. Unidad de La Cuaba. (a, c) Metagabro/metadiorita bandeada con clinopiroxeno, anfíbol cálcico y epidota, con bandas estromáticas (luz natural); (b, d) Las mismas láminas con luz polarizada; (e-f) Esquistos con clinopiroxeno y anfíbol; (g-h) Metagabros con anfíbol pargasita y epidota foliados

El anfíbol es de tonos verdes, verde-azulados e incoloros, poco pleocroico y de composición de calco-sódica a rica en sodio, variando entre pargasita, tschermakita, edenita y Mg-hornblenda, aunque también existen términos retrógrados hornbléndicos

y actinolíticos; aparecen tanto elongados con la Sp como formando agregados fibroso-radiales sin orientación. La plagioclasa es albita y forma pequeños granos intercrecidos con epidota y, localmente, poiquiloblastos elongados con la Sp. En algunas rocas, aparecen agregados poiquilíticos de albita (lawsonita?) muy rica en microinclusiones de epidota. La epidota presenta dos tipos texturales: agregados elipsoidales de individuos de poco relieve; y agregados y prismas de individuos de mayor relieve y birrefringencia, a menudo creciendo hacia el borde del primer tipo. El rutilo está rodeado por coronas de esfena o transformado a ilmenita y óxidos de Fe-Ti. Localmente se observa un clinopiroxeno oscuro pseudomórfico del piroxeno ígneo. Como minerales retrógrados se observan actinolita, clorita, mica blanca y sericita.

3.1.1.6. Metagabros bandeados con pargasita, clinopiroxeno y epidota

Los metagabros con pargasita, clinopiroxeno y epidota son rocas máficas, melanocráticas, de grano medio a grueso, color verde oscuro y con una fábrica planar, Sp, relativamente poco penetrativa. Al microscopio (Figs. 3.3 y 3.4), generalmente muestran texturas granonematoblásticas, porfiroblásticas y pseudomórficas sin una clara orientación mineral preferente, por lo que parecen haber preservado transformada la textura ígnea. En otros casos, exhiben segregaciones leucocráticas concordantes de tipo estromático. Como minerales principales poseen pargasita-edenita- hornblenda Mg, epidota/clinozoisita y clinopiroxeno, oligoclasa/albita y mica blanca fengítica, con rutilo, ilmenita, esfena y opacos como accesorios. Se trata de una blastesis estática y pseudomórfica.

Están constituidos principalmente por un agregado de nematoblastos de anfíboles, pequeños prismas de clinopiroxeno metamórfico de composición diópsido alumínico a wollastonita, plagioclasa y algo de cuarzo. Las segregaciones están formadas por agregados de grano fino de anfíbol cálcico, diópsido, oligoclasa/albita, epidota, rutilo y cuarzo. El anfíbol incoloro-verde-azulado está zonado y, composicionalmente, varía entre actinolita-tremolita y anfíbol cálcico pargasítico a tschermakítico incoloro; aparece tanto elongado con la Sp como formando agregados radiales sin una orientación definida; en ocasiones, también forman grandes parches y agregados que reemplazan los dominios máficos del protolito. Los dominios feldespáticos de éste eran más bien intersticiales y están completamente reemplazados por agregados de epidota, anfíbol, esfena, albita y, quizá, lawsonita poiquilítica tardía. La esfena puede reemplazar a la ilmenita y la ilmenita incluir rutilo.

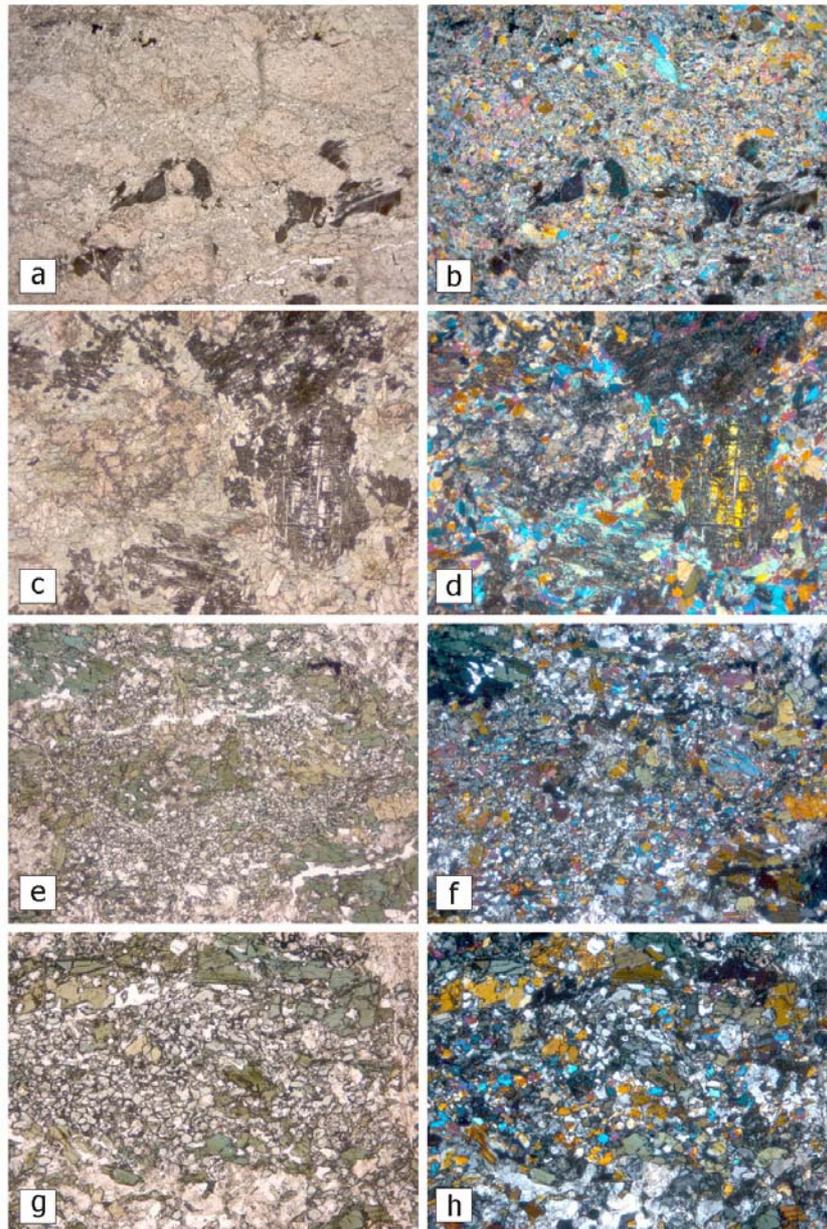


Fig. 3.3. Unidad de La Cuaba. (a, c, e, g) Metagabros con anfíbol y epidota foliados (luz natural); (b, d, f, h) La misma lámina con luz polarizada

3.1.1.7. Anfibolitas con Mg-hornblenda, epidota y rutilo

Asociadas a los metagabros de la unidad (3), también aparecen anfibolitas bandeadas con Mg-hornblenda, epidota y rutilo. Al microscopio, estas anfibolitas presentan texturas granonematoblásticas variablemente bandeadas, porfiroclásticas y blastomiloníticas. La asociación mineral sin-Sp está compuesta por anfíbol cálcico, plagioclasa, epidota y cuarzo, con rutilo, ilmenita, apatito, esfena y óxidos de Fe-Ti como accesorios. La matriz está formada por una alternancia de microdominios ricos en anfíbol cálcico, que aparece elongado paralelamente, y microdominios ricos en

plagioclasa, epidota y esfena. El anfíbol cálcico varía entre edenita y Mg-hornblenda, con actinolita retrógrada. La plagioclasa aparece a menudo deformada a alta-T y recristalizada a un agregado de pequeños granos elongados, que incluyen granos de epidota y cuarzo. El rutilo está reemplazado por esfena e ilmenita. Como minerales retrógrados se observan actinolita, glaucofana, lawsonita?, clorita-Mg gris-verde, mica blanca, poiquiloblastos de albita, esfena, pumpellita, calcita y opacos.

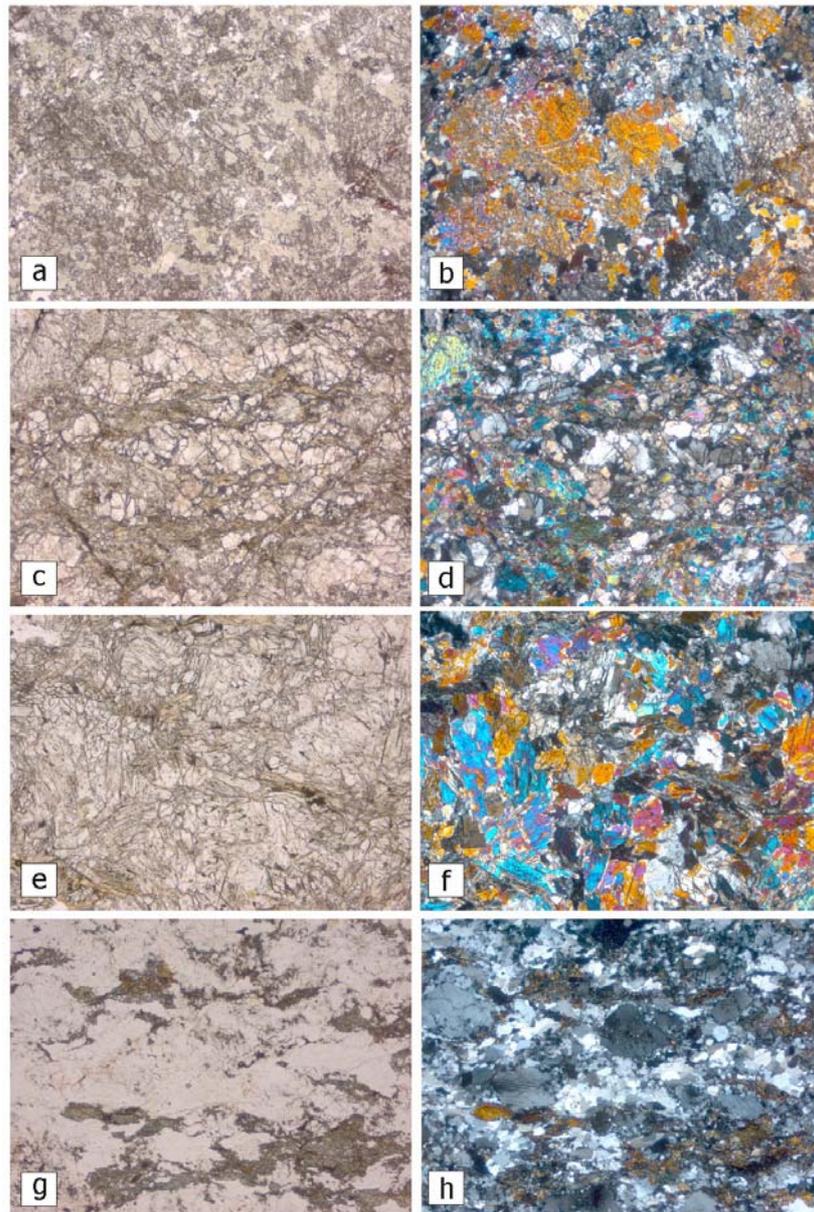


Fig. 3.4. Unidad de La Cuaba. (a) Metagabros con anfíbol y epidota foliados (luz natural); (b) La misma lámina con luz polarizada; (c-f) Metagabros con anfíbol y epidota poco foliados; (g-h) Tonalita con anfíbol foliada

3.1.1.8. Leucotonalitas foliadas con anfíbol cálcico y epidota

Constituyen intrusiones subconcordantes en las rocas de la subunidad (3). Presentan texturas granudas inequigranulares foliadas y una composición modal (magnética) compuesta por: plagioclasa (20-35%), anfíbol cálcico (15-25%), epidota (5-10%) y cuarzo (15-35%), con mica blanca, rutilo, esfena, ilmenita, apatito y óxidos de Fe-Ti como accesorios, y actinolita-tremolita, clorita, pumpellita, epidota/clinozoisita y sericita como minerales secundarios. El anfíbol cálcico posee carácter poiquilítico y está zonado, variando su composición entre pargasita y Mg-hornblenda, con inclusiones de ilmenita, epidota, cuarzo y plagioclasa. Proceden de la fusión parcial de las rocas máficas de la unidad, en condiciones de presión algo menor.

3.1.1.9. Anfibolitas con granate, pargasita y rutilo

Son uno de los constituyentes de la unidad (4), integrado por anfibolitas con granate y metagabros bandeados de grano medio-grueso frecuentemente con granate subordinado. En el sector de Villa Riva, la subunidad está esencialmente compuesta por metagabros bandeados con segregaciones leucocráticas con granate. Se caracterizan por la presencia muy frecuente de porfiroblastos milimétricos de granate, que destacan sobre una mesostasia de tonos verdes claros. Se trata de rocas metabásicas, de grano grueso, colores rojos y verdosos, y generalmente poco o nada foliadas. Los porfiroblastos de granate pueden llegar a ser muy abundantes y formar agregados elongados groseramente, definiendo la fábrica planar Sp. Localmente, la elongación del anfíbol define una lineación mineral (Lm) poco manifiesta.

Al microscopio presentan texturas porfiroblásticas y granonematoblásticas poco bandeadas (Figs. 3.5-3.7). La asociación mineral está compuesta por granate, anfíbol cálcico, plagioclasa, epidota y cuarzo, con rutilo, ilmenita, apatito, esfena y óxidos de Fe-Ti como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica Sp-Lp y diagnóstica de un pico térmico en condiciones de la facies de las anfibolitas con epidota de relativa alta-P. A la microescala se distinguen porfiroblastos de granate y una matriz formada por anfíbol cálcico elongado paralelamente a la débil foliación, plagioclasa, epidota y esfena. El granate forma porfiroblastos de tamaños milimétricos (hasta 0,5 cm de diámetro), que incluyen cuarzo, rutilo, epidota y anfíbol cálcico pargasita de pleocroísmo verde pálido; en ocasiones, las inclusiones definen una esquistosidad interna recta o sigmoidal en continuidad con la Sp externa.

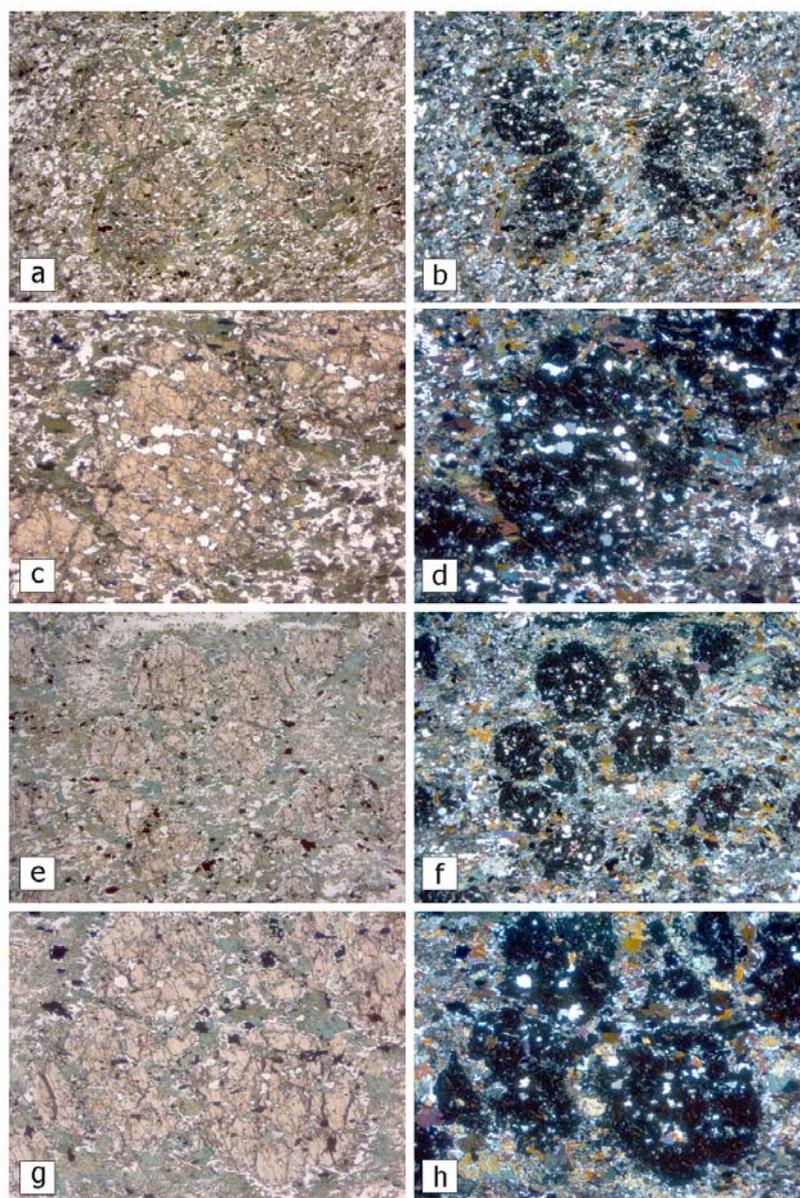


Fig. 3.5. Unidad de La Cuaba. (a, c, e, g) Anfibolitas y cuarzoanfibolitas con granate y rutilo (luz natural); (b, d, f, h) Las mismas láminas con luz polarizada; (c-d) Inclusiones definiendo una S_1 continua con la S_0 ; (g-h) Detalle de la S_1 continua con la S_0

Esta microestructura y la gran abundancia de microinclusiones de epidota sugieren un crecimiento del granate próximo al pico térmico en facies anfibolítica (blastesis sin-Sp). El granate presenta un delgado reemplazamiento por “coronas” de plagioclasa y anfíbol cálcico, que también pueden incluir cuarzo y pequeños granos de epidota; estas coronas son producto de la descomposición retrógrada del granate a hornblenda y plagioclasa; también aparece reemplazado en bordes y grietas por anfíbol cálcico verde oscuro de composición Mg-hornblenda, así como por actinolita, clorita, mica blanca, esfena, calcita, pumpellita y albita. En algunas rocas existen microdominios entre los granates, aureolados por Mg-hornblenda, compuestos por un microagregado

de epidota, plagioclasa, anfíbol cálcico y cuarzo, frecuentemente simplectítico y en alguna ocasión con clinopiroxeno.

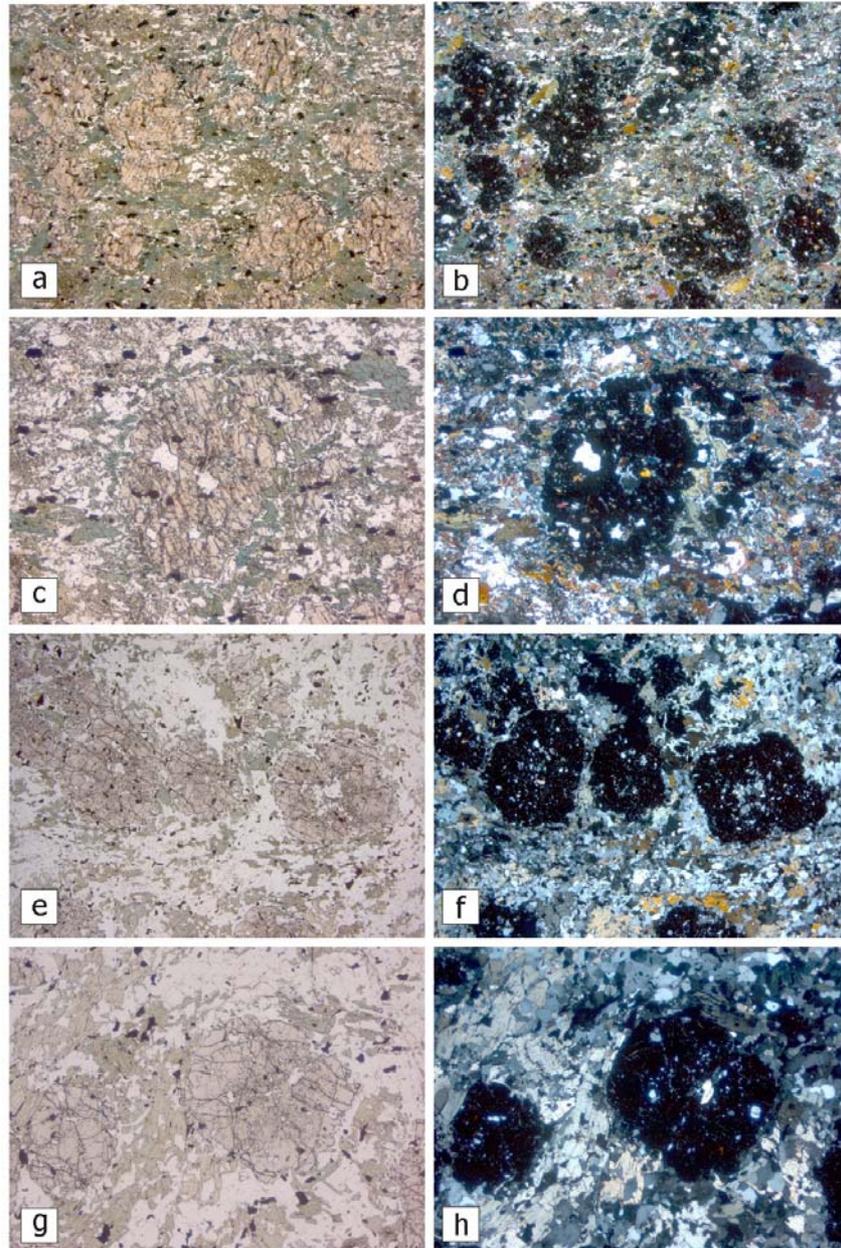


Fig. 3.6. Unidad de La Cuaba. (a, c, e, g) Anfibolitas con granate y rutilo (luz natural); (b, d, f, h) Las mismas láminas bajo luz polarizada

Estas microtexturas se interpretan como resultado de la cristalización de pequeños volúmenes de fundidos trondhjemíticos con granate y epidota/zoisita estable, ocasionalmente con clinopiroxeno. Se trata de fundidos parciales *in situ*, con epidota magmática y granate restítico, a partir de composiciones máficas. En este sentido, las rocas hornblendíticas foliadas con granate serían rocas restíticas que han perdido el componente cuarzo-plagioclásico. Como minerales retrógrados se observan actinolita,

lawsonita?, clorita-Mg gris verde, mica blanca, poiquiloblastos de albita, esfena, pumpellita, calcita y opacos. Estos minerales definen una evolución metamórfica retrógrada a la facies de los esquistos verdes.

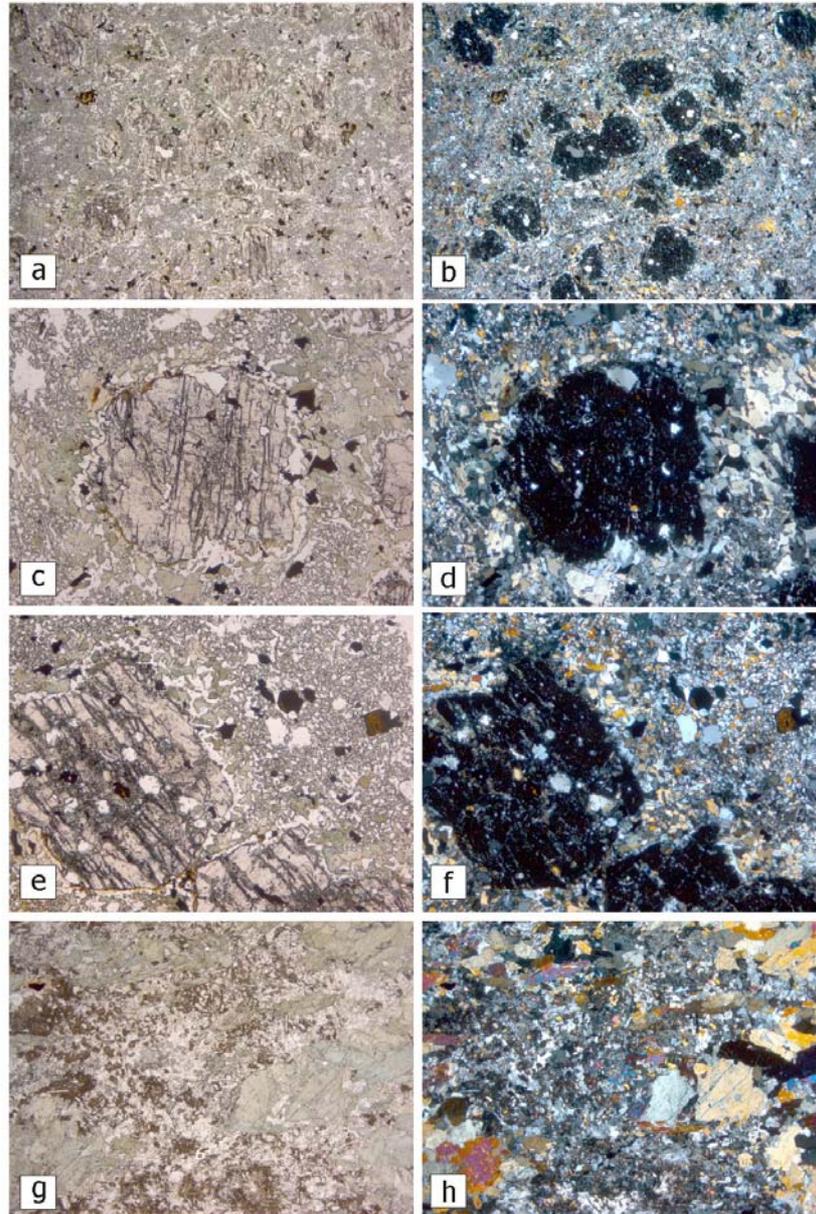


Fig. 3.7. Unidad de La Cuaba. (a, c, e) Anfibolitas con granate de matriz simplectítica (luz natural); (b, d, f) Las mismas láminas bajo luz polarizada; (c-f) "Coronas" de anfíbol en torno al granate; (g-h) Anfibolitas con epidota y rutilo

3.1.1.10. Metagabros foliados con granate, pargasita y rutilo

Son rocas verdes mesocratas a melanocratas (>65% M), de grano grueso, textura gnéisica bandeada frecuentemente y con granates rojo-anaranjados de tamaño generalmente comprendido entre 0,5 y 1 cm de diámetro, que crecen sobre una fábrica planar Sp variablemente penetrativa. En afloramiento, la Sp está definida por la elongación de los agregados nematoblásticos oscuros de anfíbol y de lentejones de plagioclasa.

Al microscopio, se observan porfiroblastos de granate de hasta 1,5 cm de diámetro marcadamente poiquilíticos, agregados nematoblásticos de anfíboles más o menos alineados, agregados de epidota y más escasa plagioclasa. La asociación mineral está compuesta por granate, anfíbol cálcico, plagioclasa, epidota y cuarzo ocasional, con rutilo, ilmenita, apatito, esfena y óxidos de Fe-Ti como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica Sp-Lp y diagnóstica de un pico térmico en condiciones de la facies de las anfibolitas con epidota y rutilo de relativa alta-P. El granate es muy poiquilítico y en alguna muestra incluye una Sp recta y continua con la Sp externa, definida por inclusiones de rutilo, cuarzo, pargasita y opacos; en otros metagabros, el granate posee una gran densidad de microinclusiones y agregados cribosos microcristalinos compuestos por epidota, cuarzo y anfíboles. El anfíbol es de composición cálcica, variando entre hornblenda y Mg-hornblenda verde pleocroica intensa, y pargasita-tschermakita a edenita verde-azulada menos pleocroica. La hornblenda parece reemplazar y aureolar a la pargasita. La epidota forma pequeños prismas birrefringentes de bajo relieve y agregados poco elongados con la Sp. El rutilo es relativamente abundante, formando granos e hiladas paralelas con la Sp y estando poco transformado a ilmenita, esfena y óxidos de Fe-Ti.

3.1.1.11. Leucogabros y leucodioritas con granate, anfíbol cálcico y rutilo

En la unidad (4) intruyen sills de leucodioritas y tonalitas foliadas con granate y anfíbol cálcico. Tanto la fábrica magmática interna planar como el contacto intrusivo con la Sp de las anfibolitas encajantes son sub-paralelos, por lo que son intrusiones sincinemáticas, aproximadamente contemporáneas al pico térmico del metamorfismo. El leucogabro con granate foliado 6174IIJE9589 ha proporcionado una edad U-Pb de 90,1 Ma y la leucotonalita con granate 6174IIJE9591B, de aproximadamente 85 Ma.

Al microscopio muestran una asociación compuesta por: plagioclasa (20-35%), cálcico (20-35%), granate (10-25%), epidota (0-5%) y cuarzo (0-5%), con epidota, rutilo, esfena, ilmenita, apatito, mica blanca, feldespato-K? y óxidos de Fe-Ti como accesorios. Las texturas son granudas inequigranulares, generalmente foliadas, poiquilíticas y pseudomórficas. El granate forma porfiroblastos y poiquiloblastos milimétricos que incluyen cuarzo, rutilo, ilmenita, plagioclasa y anfíbol cálcico; en ocasiones, las inclusiones definen una esquistosidad interna recta continua con la Sp de la matriz. El anfíbol cálcico es de composición pargasita a Mg-hornblenda y posee también carácter poiquilítico, con inclusiones de ilmenita, cuarzo y plagioclasa. Ambas microtexturas sugieren el crecimiento del granate durante el pico térmico y en presencia de una fracción fundida trondhjemítica en la roca; esta fracción fundida cristalizaría dando lugar a agregados de plagioclasa y cuarzo, con proporciones variables de anfíbol cálcico, feldespato-K, apatito y epidota, frecuentemente simplectítico. El rutilo aparece como inclusión en el granate y es reemplazado por ilmenita y esfena en la matriz. Generalmente, la plagioclasa aparece reemplazada por sericita, epidota, prehnita y opacos.

3.1.1.12. Leucotonalitas con granate y/o anfíbol cálcico y epidota foliadas

Forman también sills subconcordantes intrusivos en las anfibolitas con granate de la unidad (4). Presentan texturas granudas inequigranulares foliadas y una composición modal (magmática) compuesta por: plagioclasa (10-25%), anfíbol cálcico (10-25%), granate (10-20%), epidota (2-5%) y cuarzo (10-25%), con mica blanca, rutilo, esfena, ilmenita, apatito y óxidos de Fe-Ti como accesorios, y actinolita-tremolita, clorita, pumpellita, epidota y sericita como minerales secundarios. Posiblemente proceden de la fusión parcial de anfibolitas con granate en condiciones de relativa alta-P del pico térmico, controlada por el acceso de los fluidos acuosos.

3.1.1.13. Metagabros con segregaciones leucocráticas con granate

Forman la unidad (4) en el sector de la loma Guaconejo, en la Hoja de Villa Riva (6273-IV). Se trata de metagabros de grano grueso a muy grueso, más bien melanocratos (>65% M), de textura gnéisica variablemente bandeada, con granates de hasta 1,5 cm de diámetro, destacados sobre agregados leucocráticos lentejonares ("estromáticos" y más difusos). La Sp es poco penetrativa y está definida por la elongación de los anfíboles y las plagioclasas. No hay una lineación clara. Los porfiroblastos de granate son marcadamente poiquilíticos y más bien tardi-Sp.

Al microscopio (Fig. 3.8), la roca está compuesta por porfiroblastos de granate, agregados nematoblásticos de anfíbol cálcico alineados paralelamente a la Sp y agregados elipsoidales de epidota con poiquiloblastos de plagioclasa. Las texturas son porfiroblásticas y grano-nematoblásticas, variablemente bandeadas, con bandas estromáticas. Como minerales principales presentan granate, anfíbol cálcico, anfíbol sódico, epidota, clinopiroxeno, plagioclasa y cuarzo, con mica blanca, lawsonita? y cuarzo ocasionales, y rutilo, ilmenita, esfena, allanita y óxidos de Fe-Ti como accesorios. Las segregaciones leucocráticas están constituidas por agregados de plagioclasa albitica, epidota, cuarzo y pargasita, en los que destacan los porfiroblastos de granate.

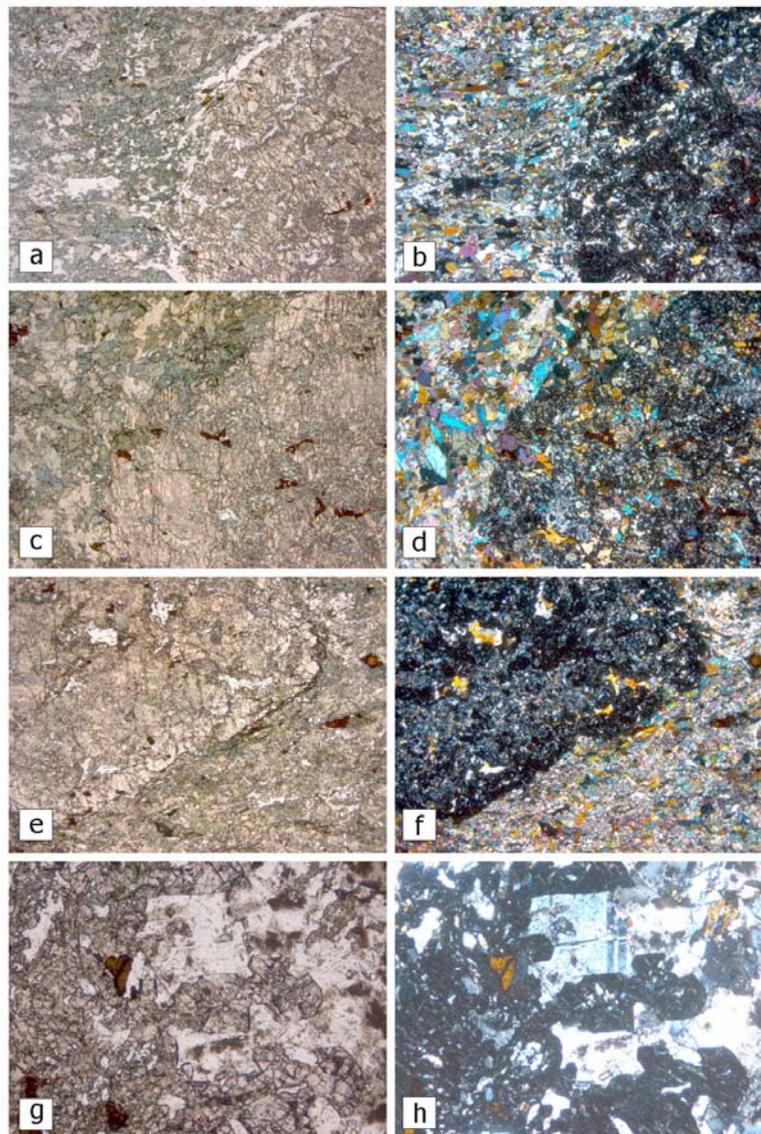


Fig. 3.8. Unidad de La Cuaba, macizo de Loma Guaconejo. (a, c) Metagabros con granate y anfíbol cálcico foliados (luz natural); (b, d) Las mismas láminas bajo luz polarizada; (e-f) Metagabros con segregaciones leucocráticas con granate; (g-h) Metagabros con segregaciones leucocráticas con granate idiomorfo y epidota

El granate es cálcico, poiquilítico y posee microinclusiones muy abundantes de epidota, clorita, rutilo, cuarzo y anfíboles. El rutilo de las inclusiones define hiladas paralelas y en continuidad con la Sp externa. Algunos granates crecen coalesciendo con granos más pequeños y como collares, englobando a la foliación y a los agregados de plagioclasa, cuarzo y epidota; frecuentemente, desarrollan un borde externo menos rico en microinclusiones. El anfíbol varía en composición entre Mg-hornblenda verde pleocroica y pargasita-tschermakita alumínica verde-azulada menos pleocroica, desarrollando en ambos casos prismas con contactos rectos frente al granate y la epidota; también aparece rellenando grietas y *pull-aparts* de hornblenda verde intenso en el granate, junto a cuarzo y epidota. Ésta forma agregados de pequeños prismas zonados y birrefringentes (magmática), elongados con la Sp, habiendo también epidota metamórfica retrógrada. El rutilo es relativamente abundante, formando granos y agregados. En ocasiones aparece una mica blanca fengítica. Como minerales retrógrados contienen clorita, sericita y albita.

3.1.1.14. Anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota

Los niveles estructurales más altos de la Unidad de La Cuaba están constituidos principalmente por las rocas metabásicas anfibolíticas (Figs. 3.9 y 3.10), de grano fino a medio y coloraciones verdoso grisáceas a verde oliva y gris azulada, de la unidad (5). Generalmente, están caracterizadas por el desarrollo de una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp, de carácter no-coaxial, bien definida por nematoblastos de anfíbol cálcico elongados paralelamente a la Lp. El protolito fue una roca ígnea básica, cuya mineralogía y textura con frecuencia han sido transpuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático.

Al microscopio se observan texturas granonematoblásticas, granonematoblásticas bandeadas modalmente y blastomiloníticas. Como minerales principales presentan anfíbol cálcico zonado, de composición variable entre pargasita y Mg-hornblenda, plagioclasa y, en ocasiones, epidota y cuarzo, con rutilo, ilmenita, apatito, esfena y óxidos de Fe-Ti como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica Sp-Lp y diagnóstica para el pico térmico de la facies de las anfibolitas sin y con epidota, de relativa baja-P. Las anfibolitas con epidota aparecen aparentemente en los niveles estructurales más bajos de la unidad, localizados al NE en una banda puesta en contacto por falla con el Batolito del Río Boba; no obstante, frecuentemente se superpone una recristalización estática de tardi- a post-Sp que poligoniza el agregado mineral. La fábrica Sp-Lp está definida por la elongación de los grandes prismas y

agregados nematoblásticos de anfíboles de menor tamaño, mosaicos granoblásticos lenticulares de plagioclasa, e hiladas de rutilo e ilmenita.

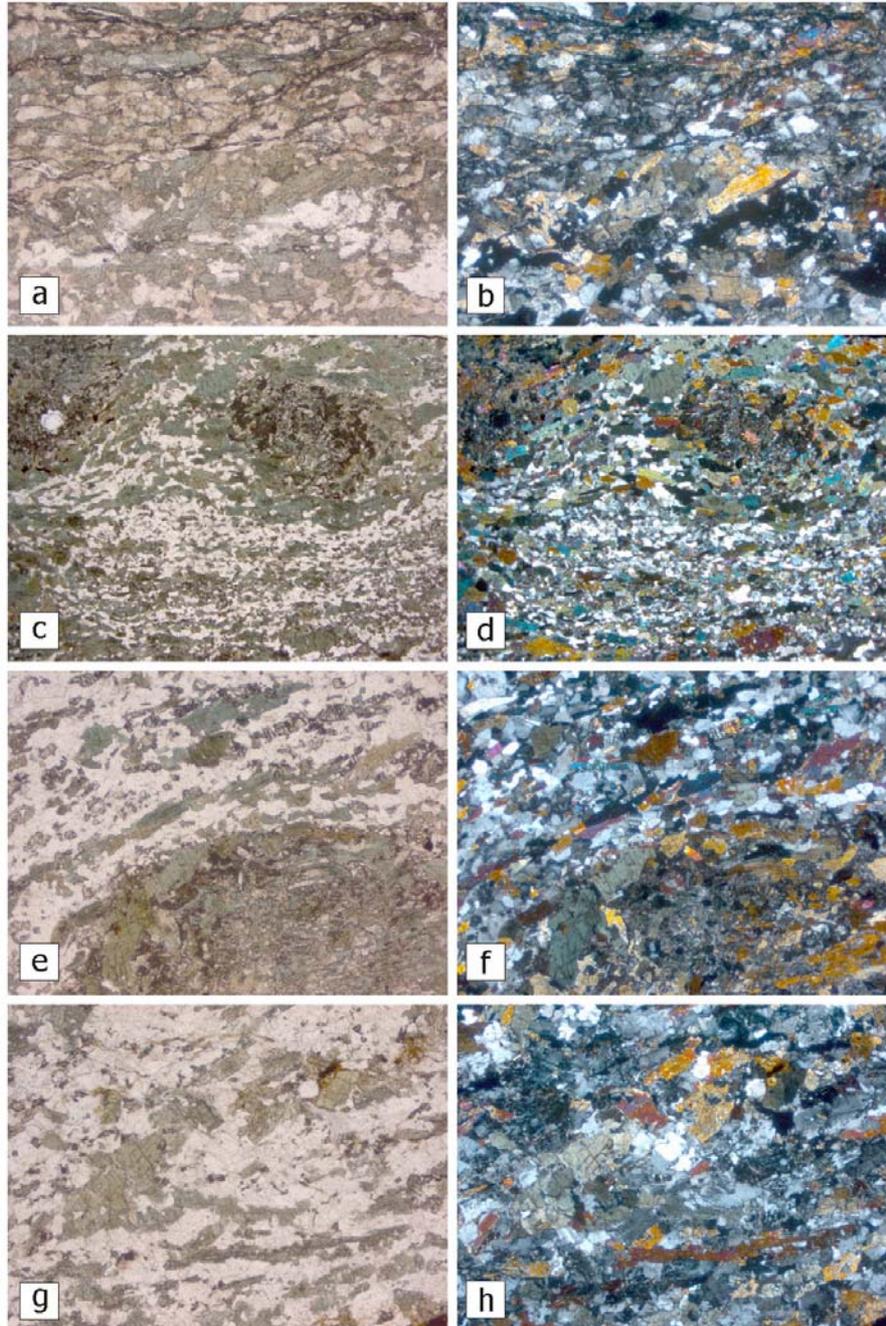


Fig. 3.9. Unidad de La Cuaba. (a) Anfibolitas con anfíbol cálcico (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-h) Anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota; (e-f) Detalle de un porfiroclasto pseudomorfizado

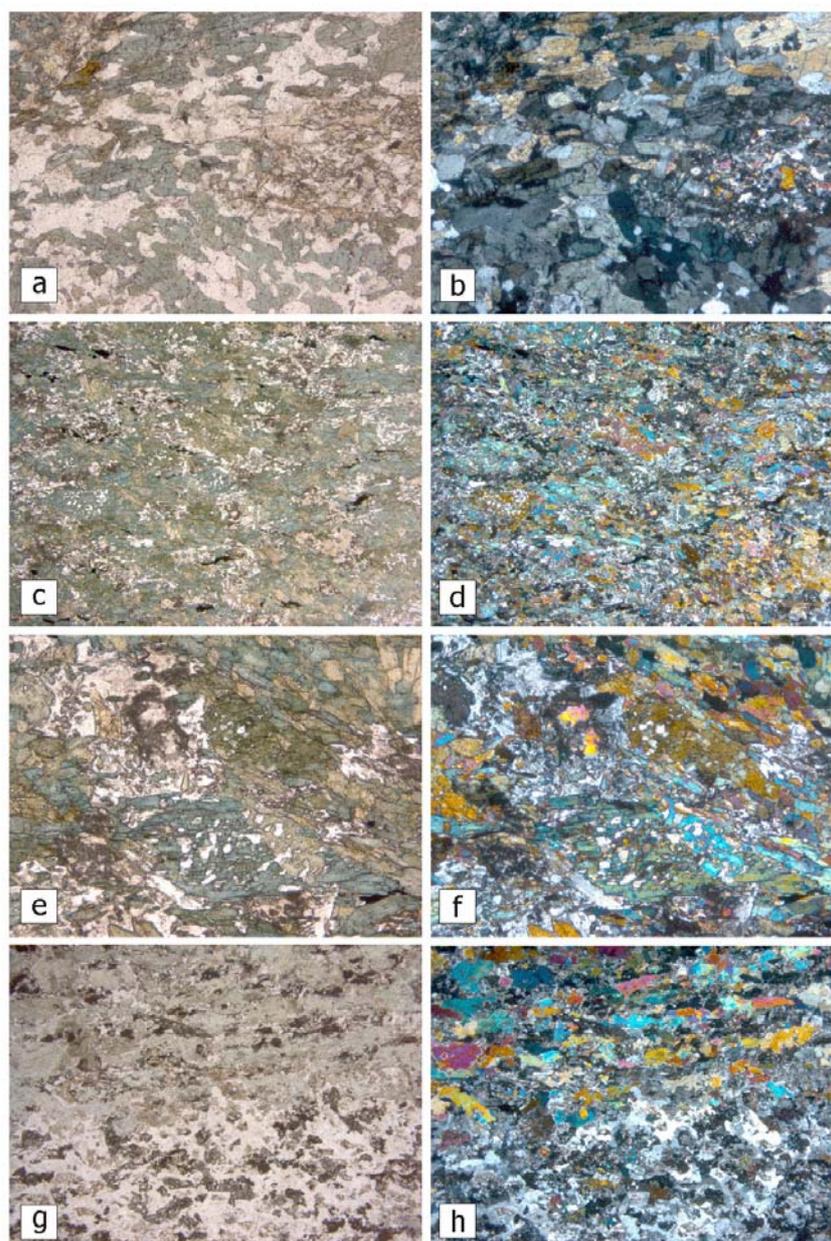


Fig. 3.10. Unidad de La Cuba. Anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota. (a, c, e, g) Aspecto bajo luz natural; (b, d, f, h) Las mismas láminas bajo luz polarizada; (c-d) Niveles estructurales más bajos aflorantes en una banda al NE, de fábrica plano-linear penetrativa; (e-f) Detalle de un porfiroclasto pseudomorfizado

El anfíbol es de tonos verde oliva, verde-azulados, verde-amarillentos y casi incoloros, variablemente pleocroico y generalmente zonado, desde núcleos de actinolita-hornblenda hacia bordes verdes más intensos de Mg-hornblenda. En las rocas con epidota, el anfíbol pargasita es pleocroico verde-azul y forma nematoblastos de mayor tamaño rodeados por la Sp, definida por finos nematoblastos subparalelos de anfíbol verde-amarillento menos intenso. La plagioclasa ha sido deformada plásticamente y recrystalizada dinámicamente formado agregados de pequeños granos más o menos elongados, de composición oligoclasa y albita. La epidota forma agregados de

pequeños prismas junto a la plagioclasa. Como minerales retrógrados se observan actinolita, clorita, pumpellita, mica blanca y sericita.

3.1.1.15. Metagabros y metadioritas

En los sectores aparentemente menos deformados de la unidad (5) aparecen metagabros y metadioritas con anfíbol cálcico y biotita que podrían constituir los protolitos máficos de las anfibolitas. La muestra estudiada (6174IIJE9553A) pertenece a la cantera de la carretera.

Al microscopio exhiben texturas pseudomórficas intersertales, granoblásticas y nematoblásticas poco o nada orientadas, que varían a granonematoblásticas bandeadas en las rocas más deformadas. Como minerales principales presentan anfíbol cálcico, plagioclasa, biotita, epidota y, en ocasiones, cuarzo, con esfena, rutilo, ilmenita, apatito, feldespato-K? y óxidos de Fe-Ti como accesorios. El anfíbol es pleocroico de tonos verde oliva a verde-azulados y verde-amarillos, generalmente poco o nada zonado, de composición entre actinolita, hornblenda y Mg-hornblenda. La biotita es pleocroica roja-anaranjada y aparece formando láminas asociada al anfíbol, formando cristales de tamaños milimétricos ambos minerales. La plagioclasa forma agregados de granos poco elongados, de composición oligoclasa y albita, con inclusiones de epidota magmática, cuarzo y anfíbol. En algunas segregaciones leucocráticas “trondhjemíticas”, el anfíbol forma también poiquiloblastos con inclusiones redondeadas de plagioclasa, cuarzo y epidota. En estas rocas aparecen actinolita, clorita, pumpellita, mica blanca y sericita (saussurita) como minerales retrógrados.

3.1.1.16. Dioritas y tonalitas con hornblenda foliadas

En la unidad (5) intruyen diques y sills subconcordantes de dioritas y tonalitas con hornblenda foliadas. Estas intrusiones son sincinemáticas respecto a la formación de la fábrica plano-linear en las anfibolitas encajantes, ya que tanto la fábrica magmática interna como el contacto intrusivo son subparalelos. Generalmente se trata de tonalitas, con cuarzo-dioritas y trondhjemitas subordinadas, de grano medio, heterogranulares, foliadas, con abundantes prismas elongados y *c/ots* de hornblenda (6174IIJE9277). Localmente presentan texturas pegmatíticas.

Al microscopio muestran una composición modal integrada por: plagioclasa (45-60%), hornblenda (25-45%), clinopiroxeno (0-5%), epidota (<5%) y cuarzo (0-10%), con esfena, ilmenita, apatito, magnetita, feldespato-K? y óxidos de Fe-Ti como accesorios. Las texturas son granudas inequigranulares, tanto decusadas como foliadas. En las foliadas la elongación mineral define la fábrica magmática planar, y la orientación unidimensional preferente de los prismas de hornblenda, la lineación. Localmente, presentan dominios oscuros ricos en hornblenda, gabroico-dioríticos, producto de la recristalización y/o asimilación de enclaves máficos. Algunas rocas muestran una deformación dúctil a alta-T, desarrollada en condiciones de la facies anfibolítica. El anfíbol es una hornblenda verde que forma prismas subidiomorfos, poco pleocroicos, mostrando una deformación plástica y una recristalización dinámica con formación de agregados de prismas radiales; está variablemente reemplazada a agregados de clorita y sericita. La plagioclasa forma agregados de granos elongados y agregados de pequeños granos subidiomorfos, intensamente recristalizados y albitizados; está reemplazada por sericita, epidota, prehnita y opacos. La epidota magmática aparece como inclusión en la plagioclasa. El cuarzo forma escasos agregados policristalinos intersticiales de granos de pequeño tamaño. Estas rocas no poseen rutilo y están afectadas por una actividad hidrotermal y una recristalización tardi- y post-magmática.

3.1.1.17. Mármoles

En una posición estructural no muy bien establecida, en la Hoja de Pimentel (6173-I) se han muestreado mármoles calcíticos (6173IAC9046) de tonos blanco-grisáceos claros, grano fino-medio y fábrica plano-linear, Sp-Lp.

Al microscopio, los mármoles están constituidos por un agregado granoblástico de calcita, lepidoblastos de fengita, agregados de cuarzo y raros porfiroblastos de albita, lawsonita? y esfena, elongados paralelamente a la Sp. En los granos de calcita se observan texturas de deformación-recristalización dinámica, como extinción ondulante, subgranulación y formación de pequeños subgranos y granos por procesos de recristalización dinámica, con bordes de contornos irregulares. Estos nuevos granos aparecen elongados oblicuamente respecto a la Sp, con un pequeño ángulo, definiendo una fábrica de forma no-coaxial. En el agregado monomineral de calcita destacan láminas incoloras de fengita, que en ocasiones dibujan micropliegues isoclinales y alineaciones de agregados de esfena. La albita forma poiquiloblastos elongados con la Sp, y el cuarzo, granos monocristalinos recristalizados.

3.1.2. Esquistos de Puerca Gorda

Presentan una relativa gran variedad estructural y microtextural, para una composición máfica global muy homogénea. La variedad textural es consecuencia de la deformación heterogénea de la unidad, que disminuye con el nivel estructural; los esquistos máficos de textura milonítica y los esquistos porfiroclásticos de los niveles bajos, pasan rápidamente a los basaltos/metabasaltos porfídicos y las metavulcanitas máficas poco o nada deformados de los niveles altos. Paralelamente a la disminución de la deformación interna hacia el techo estructural de la unidad, se registra también un descenso en las condiciones metamórficas desde asociaciones minerales propias de la facies de los esquistos azules, a las facies de los esquistos verdes y de prehnita-pumpellita. También resulta notable la gran profusión de venas cizalladas de epidota y cuarzo presentes en los niveles estructurales bajos.

En la Hoja de Guayabito, los principales tipos petrográficos estudiados de los Esquistos de Puerca Gorda son: esquistos con glaucofana, epidota y albita (6174IJE9138, 6174IJE9142, 6174IJE9163B, 6174IJE9163A, 6174IJE9164 y 6174IJE9328); esquistos de grano fino con clorita, mica blanca y epidota (6174IJE9169, 6174IJE9306, 6174IJE9061A y 6174IJE9061B); basaltos/metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno (6174IJE9167, 6174IJE9141, 6174IJE9171 y 6174IJE9267), microporfídicos y vesiculares (6174IJE9112, 6174IJE9139, 6174IJE9226A, 6174IJE9226B, 6174IJE9260, 6174IJE9268, 6174IJE9276 y 6174IJE9321); y microgabros (6174IJE9111B).

3.1.2.1. Esquistos con glaucofana, epidota y albita

Los materiales más deformados de los Esquistos de Puerca Gorda son rocas esquistosas, de grano medio, subequigranulares y de tonos verde malva-azulado debidos a la abundancia de glaucofana, clorita y mica blanca, y caracterizados por poseer una fábrica penetrativa plano-linear principal, Sp-Lp. Se trata de rocas metavolcánicas máfico-intermedias, en las que la deformación y el metamorfismo han obliterado tanto la mineralogía como la textura originales.

Al microscopio (Figs. 3.12 y 3.13), se observa una alternancia milimétrica y submilimétrica de nivelillos ricos en anfíbol, epidota o clorita, que conforma un bandeo composicional tectonometamórfico, o fábrica plano-linear principal (Sp-Lp).

A menudo, la fábrica Sp es de crenulación de una Sp-1 anterior, preservada plegada en microlitones. Tanto la Sp como la Sp-1 contienen una asociación mineral de sin- a tardi-Sp, compuesta por glaucofana, fengita, clorita/mica marrón, albita, epidota o lawsonita, y cuarzo, con pirita, esfena, ilmenita y magnetita como accesorios. Esta asociación mineral define unas condiciones metamórficas de la facies de los esquistos azules.

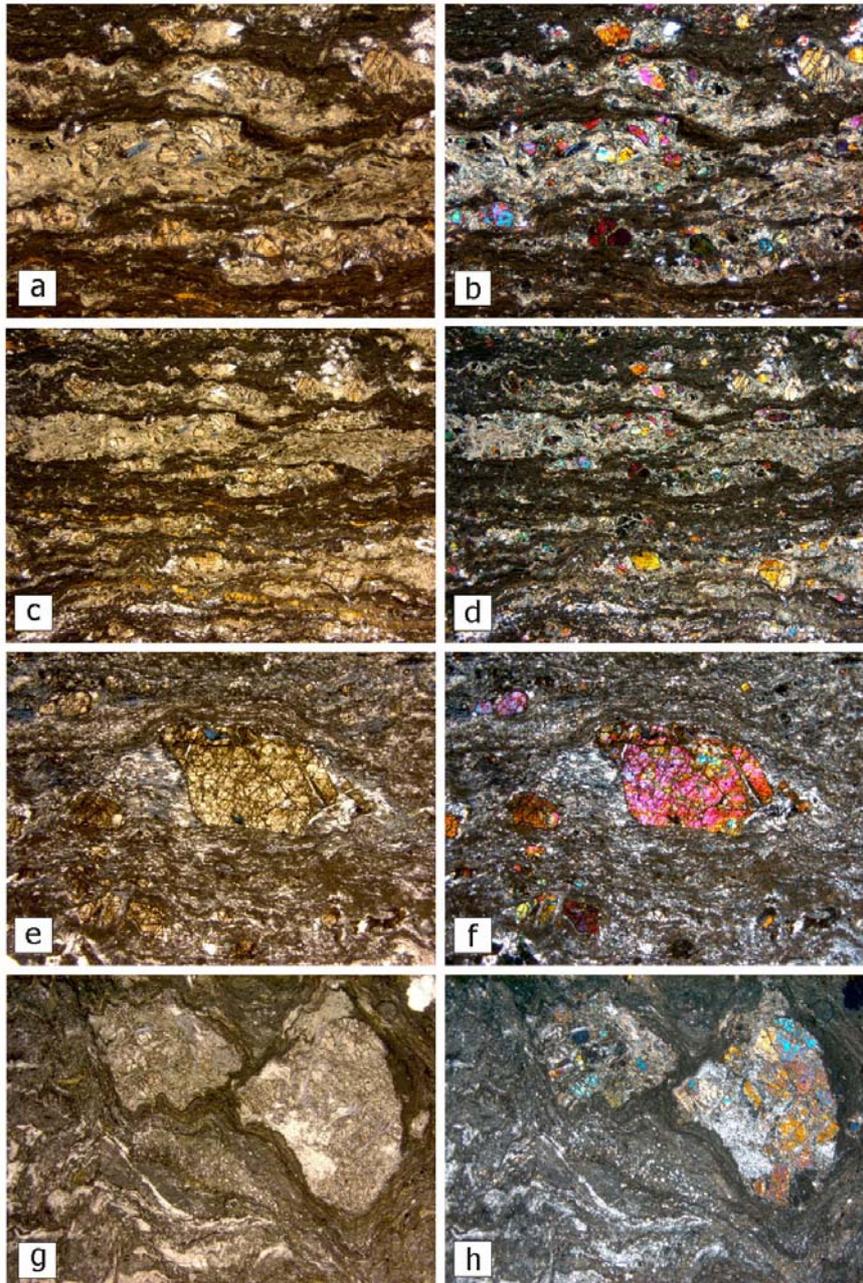


Fig. 3.11. Esquistos de Puerca Gorda. (a, c, e) Esquistos con glaucofana, epidota y albita (luz natural); (b, d, f) Las mismas láminas bajo luz polarizada; (e-f) Nótese el porfiroclasto de piroxeno reemplazado por anfíbol sódico en las sombras de presión asimétricas; (g-h) Metabasalto porfídico con una esquistosidad microplegada donde es estable la glaucofana

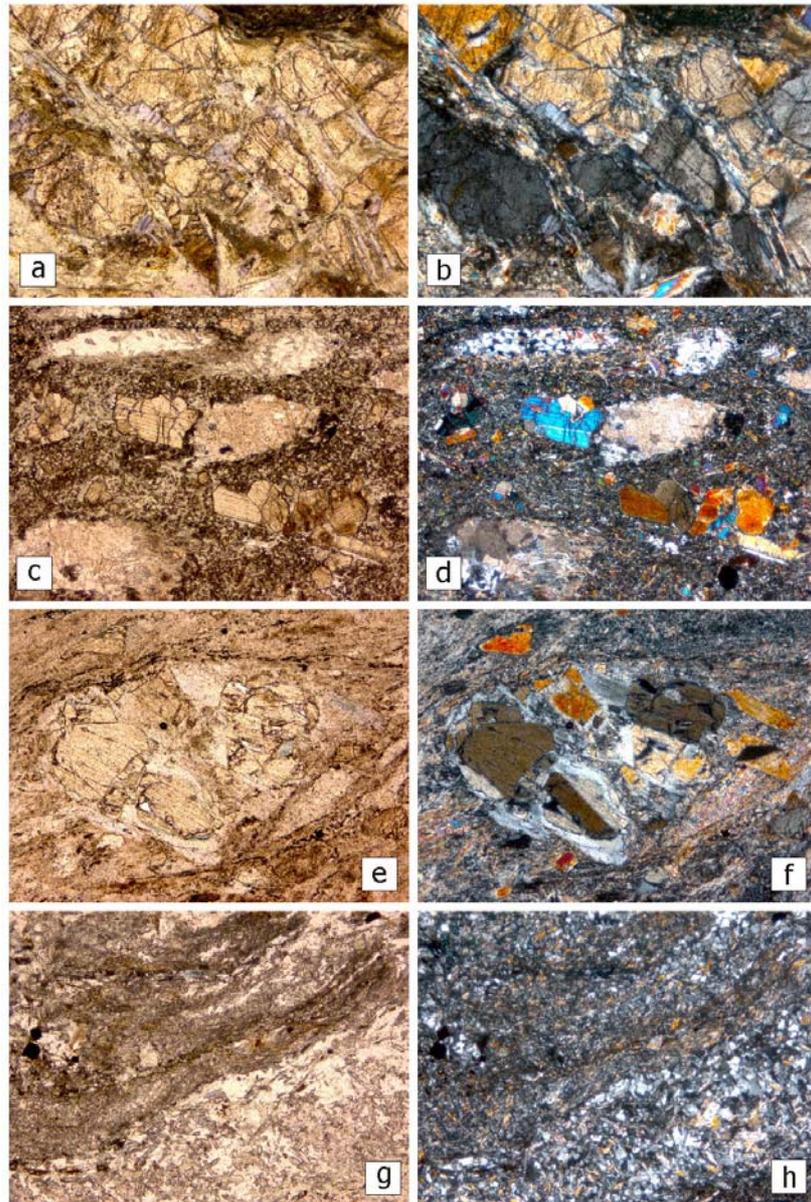


Fig. 3.12. Esquistos de Puerca Gorda. (a, c, e) Esquistos con glaucofana, epidota y albita (luz natural); (b, d, f) Las mismas láminas bajo luz polarizada; (a, b, e, f) Detalle de un porfiroclasto de clinopiroxeno reemplazado por anfíbol sódico en grietas y sombras de presión; (c-d) Nótese los nematoblastos de glaucofana en agregados lenticulares de cuarzo de segregación metamórfica; (g-h) Cuarzo-esquisto con glaucofana y epidota

El anfíbol sódico es glaucofana poco férrica, dado su débil pleocroísmo de incoloro a malva-azul / verde pálido, que pasa a riebeckita magnesiana-crossita y a actinolita; es decir, cubre todo un rango composicional de anfíboles sódicos, calco-sódicos y cálcicos de baja-T. La glaucofana forma prismas y microprismas groseramente elongados según los planos de la Sp. La mica blanca es fengita y aparece como agregados de finos lepidoblastos sin-Sp, y la mica marrón es biotita o Mg-clorita y forma agregados elongados paralelamente a la Sp lepidoblástica de la fengita. La

epidota constituye escasos microporfiroblastos de blastesis más bien incipiente. La lawsonita forma pequeños blastos romboidales inmersos en agregados de clorita, epidota amarilla y mica blanca. El cuarzo y la escasa plagioclasa albita forman un agregado granoblástico de grano fino, orientado en los dominios ricos en micas.

3.1.2.2. Esquistos de grano fino con clorita, mica blanca y epidota

Incluyen rocas metavolcánicas o metapiroclásticas máficas intensamente afectadas por la deformación y el metamorfismo sin-cinemático. En estos esquistos los procesos tectonometamórficos han dado lugar a la formación de un agregado lepidoblástico de grano fino a muy fino, compuesto casi exclusivamente por clorita, mica blanca fengítica, albita y epidota subordinada, con ilmenita, esfena y opacos como accesorios. Esta asociación mineral es indicativa de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes.

Al microscopio, la fábrica plano-linear principal Sp-Lp está definida por la orientación paralela de los lepidoblastos de clorita y mica blanca. Localmente, dicha Sp rodea y envuelve a microdominios donde existe una Sp-1 microcrenulada, también definida por una clorita de similar cristalinidad y características. No se observa rutilo, que puede haberse transformado a ilmenita y esfena.

3.1.2.3. Basaltos/metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno

Agrupan rocas volcánicas y metavolcánicas máficas, de tonos verde-azulados oscuros a verde-amarillo claros, típicamente porfídicas o porfiroclásticas, con abundantes fenocristales milimétricos de piroxeno, que aparecen tanto frescos como alterados en grietas o totalmente pseudomorfizados, destacando sobre una matriz afanítica o blástica foliada. Están compuestas por fenocristales de ferromagnesianos variablemente reemplazados pseudomórficamente por minerales metamórficos y un agregado mesostásico de grano muy fino a criptocristalino, donde se pueden destacar muy escasos microfenoblastos de piroxeno y plagioclasa. Con el aumento de la deformación se desarrollan bandas de esquistosidad y existe una neoblastesis orientada en la mesostasia.

Al microscopio (Figs. 3.14 y 3.15), los piroxenos son tanto ortopiroxeno incoloro como clinopiroxeno augita, que forman prismas idio- y subidiomorfos, en general bastante

frescos y con restos de zonado concéntrico oscilatorio y maclas. Las plagioclasas son microprismas tabulares idio- y subidiomorfos con macla simple, variablemente reemplazados por agregados de albita, epidota amarilla y sericita. Los fenocristales de piroxeno están reemplazados en los bordes y grietas *pull-apart* por agregados de glaucofana-crossita-riebeckita Mg, epidota, esfena, clorita, actinolita y opacos, indicativos de un metamorfismo en condiciones de la facies de los esquistos azules con glaucofana y epidota. No obstante, en el relleno de las grietas parece verse una zonación de centro a borde desde crossita y Mg-riebeckita (azul intenso) a Fe-glaucofana/glaucofana (malva) y actinolita (verde pálido), sugiriendo una retrogradación a la facies de los esquistos verdes. Al ascender en el nivel estructural, la asociación de minerales metamórficos sin-Sp está compuesta por clorita, actinolita, mica blanca/sericita y opacos, con y sin epidota o pumpellita. En las facies vesiculares, los rellenos amigdalares de cuarzo y calcita han recristalizado debido al aplastamiento.

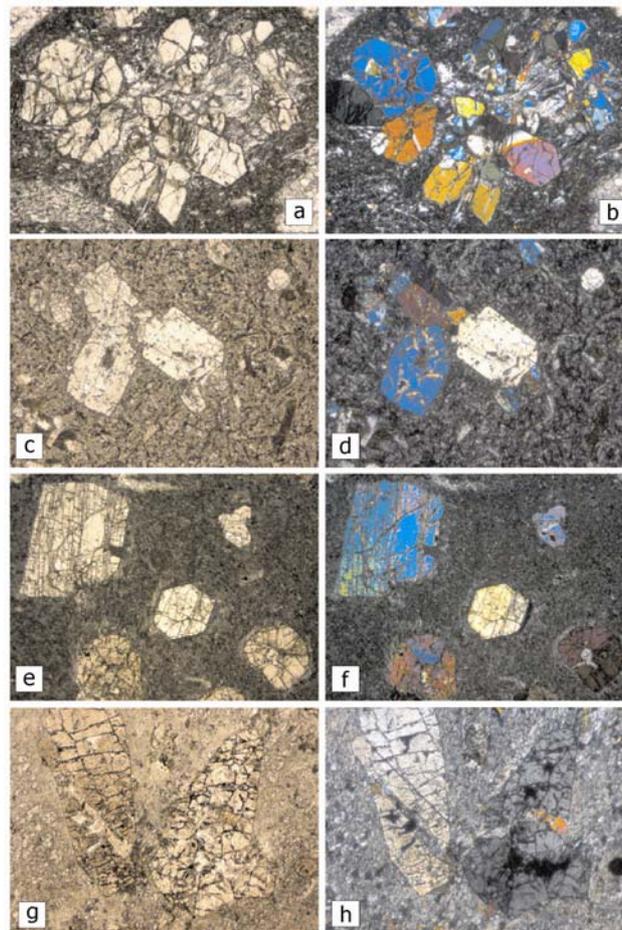


Fig. 3.13. Esquistos de Puerca Gorda. (a, c) Basaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno (luz natural); (b, d) Las mismas láminas con luz polarizada; (e-f) Metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno; nótese el reborde de anfíbol sódico malva-azul; (g-h) Metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno; nótese los reemplazamientos en grietas y bordes

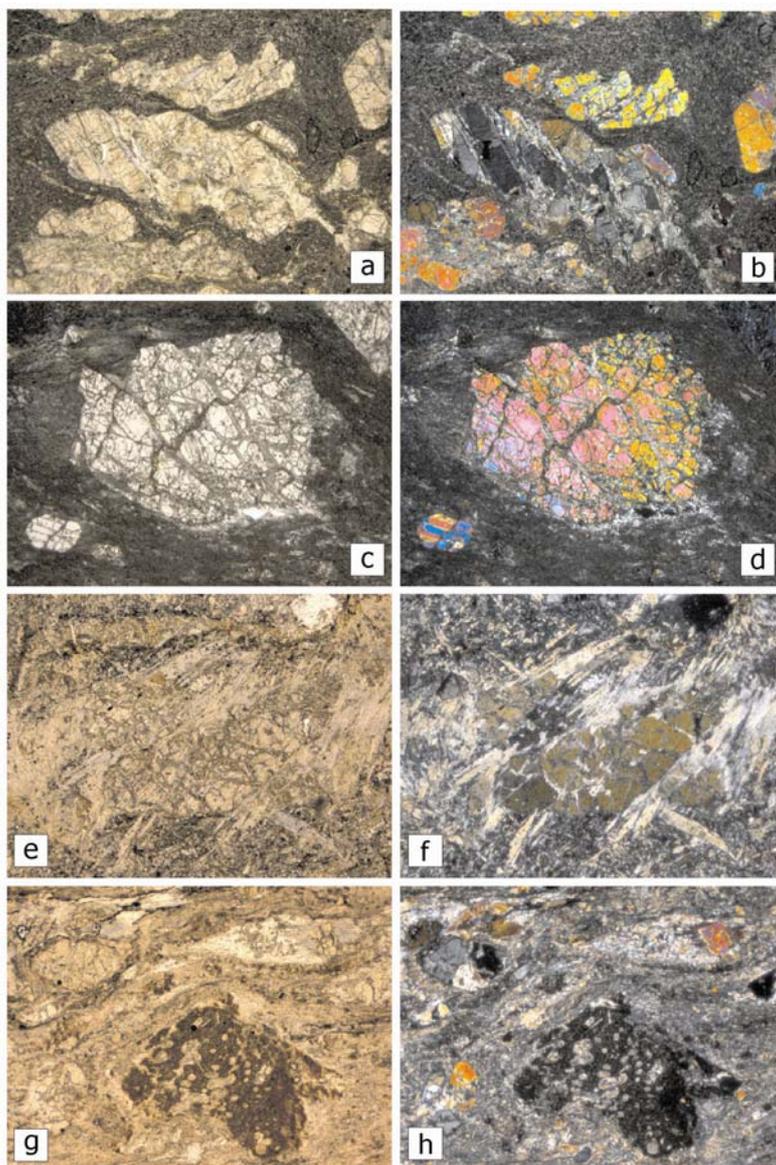


Fig. 3.14. Esquistos de Puerca Gorda. (a) Metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno; nótese los *pull-aparts* en los fenocristales de piroxeno, rellenos de anfíbol sódico (luz natural); (b) La misma lámina con luz polarizada; (c-d) Metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno; nótese las sombras de presión de glaucofana; (e-f) Metabasaltos con orto y clinopiroxeno reemplazados por nematoblastos de anfíbol sódico; (g-h) Metatoba máfica deformada; nótese el aplastamiento de un fragmento lítico lávico vesicular y los reemplazamientos en grietas y bordes por minerales metamórficos

3.1.2.4. Microgabros

Los microgabros son rocas de color gris-azulado, grano fino a fino-medio, textura granuda subequigranular y, aparentemente, sin fábricas magmáticas planares, pero afectadas por una alteración hidrotermal estática verde, clorítico-epidótica, bastante pervasiva.

Al microscopio, muestran un entramado de microfenocristales y tabletas de plagioclasa, cuyos huecos alojan al clinopiroxeno y los óxidos de Fe-Ti. La plagioclasa forma prismas de subidio- a idiomorfos, en general de mayor tamaño que el resto de las fases. El clinopiroxeno es una augita intersticial, que aparece variablemente reemplazada pseudomórficamente por agregados de epidota, clorita, actinolita-tremolita, pumpellita y opacos. Además del reemplazamiento de los piroxenos, la alteración hidrotermal origina la albitización, epidotización y sericitización de las plagioclasas, la oxidación de la magnetita y la formación de parches amarillo-verdosos constituidos por agregados de clorita, actinolita, sericita microcristalina, prehnita y opacos.

3.1.3. Esquistos de El Guineal

Son rocas esquistosas cuarzo-feldespáticas, de colores blanco-marrón claro a beige, caracterizadas por la presencia de una fábrica plano-linear (Sp-Lp) muy penetrativa, definida por la elongación del agregado mineral de grano fino y el alineamiento de filosilicatos oscuros. Es frecuente observar porfiroclastos milimétricos de cuarzo rodeados por la Sp, que se interpretan como relictos de fenocristales de la roca volcánica-subvolcánica ácida original y permiten proponer protolitos riolíticos porfídicos para la unidad. Esporádicamente, estos esquistos cuarzo-feldespáticos intercalan tramos de esquistos máficos de potencia métrica. La unidad fue deformada y metamorfizada en condiciones de las facies de los esquistos azules y los esquistos verdes.

En la Hoja de Guayabito, los principales tipos petrográficos estudiados de los Esquistos de El Guineal son esquistos cuarzo-feldespáticos y cuarzo-esquistos con cloritoide y mica marrón biotítica (6174IIJE9081, 6174IIJE9083A y 6174IIJE9083B), con cloritoide y mica blanca, y con mica blanca y clorita.

3.1.3.1. Cuarzo-esquistos con cloritoide y mica marrón

Están compuestos esencialmente por un agregado cuarzo-feldespático de grano fino, en el que la fábrica planar principal Sp está definida por una alternancia milimétrica a submilimétrica de niveles ricos en cuarzo con otros ricos en micas, que tiende a ser un bandeo composicional.

Al microscopio (Fig. 3.15), la Sp aparece como una fábrica no-coaxial que en las zonas más deformadas se caracteriza por la formación de microestructuras S-C; localmente, aparece una Sp-1 microplegada incluida en los microdominios ricos en cuarzo. La asociación mineral estable en la fábrica Sp está compuesta por cuarzo, mica blanca-fengita, mica marrón-biotita/flogopita, cloritoide, clorita y albita, con ilmenita, magnetita, apatito, zircón y opacos como accesorios. Esta asociación es de sin- a tardi-Sp y evidencia un pico metamórfico en facies de los esquistos azules a verdes, ya que el cloritoide posee un pleocroísmo azulado típico de variedades formadas a alta-P. El cloritoide forma agregados fibroso-radiales y, posiblemente, aparece a partir de asociaciones con pirofillita y carfolita. El cuarzo constituye porfiroclastos de granos monocristalinos volcánicos de tamaños milimétricos, caracterizados por su aspecto limpio y nítido, con inclusiones fluidas rectas; sin embargo, generalmente forma agregados lenticulares de pequeños granos elongados que han recristalizado dinámicamente formando una textura en mosaico, con contactos intergranulares rectos y formación de puntos triples. Las micas blancas fengíticas y las marrones-verdes de composición clorítico-biotítica, definen la Sp con su orientación lepidoblástica, aunque también aparecen lepidoblastos pre-Sp. Localmente, aparece posible rutilo extensamente transformado a ilmenita-magnetita.

3.1.4. Batolito del Río Boba

Constituye un complejo plutónico/metaplutónico integrado esencialmente por tres series o conjuntos ígneos, que han sido diferenciados en la cartografía: Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel; y Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

En la Hoja de Guayabito, los principales tipos petrográficos estudiados del primer conjunto son rocas cumulado ultramáficas y rocas máficas. Las rocas ultramáficas corresponden a: websteritas con olivino de grano grueso a medio, masivas o bandeadas (6174IIJE9346B, 6174IIJE9348, 6174IIJE9356, 6174IIJE9402, 6174IIJE9574A, 6174IIJE9574B y 6174IIJE9613); y wherlitas y clinopiroxenitas con olivino, de grano grueso (6174IIJE9359, 6174IIJE9361 y 6174IIJE9571). Las rocas máficas son: gabronoritas y gabronoritas con olivino, de grano grueso, variablemente foliadas (6174IIJE9309, 6174IIJE9346 y 6174IIJE9435); metagabronoritas coroníticas (6174IIJE9358, 6174IIJE9405, 6174IIJE9870B y 6174IIJE9599C); metagabronoritas de grano grueso a medio foliadas (o granulita máfica de dos piroxenos, 6174IIJE9385, 6174IIJE9360, 6174IIJE9378, 6174IIJE9441, 6174IIJE9349, 6173IAC9030,

6174IIJE9598, 6174IIJE9607 y 6173IAC9045); gabros y noritas con olivino, variablemente coroníticas (6174IIJE9426, 6174IIJE9429 y 6174IIJE9598C); y metanoritas coroníticas (6174IIJE9403).

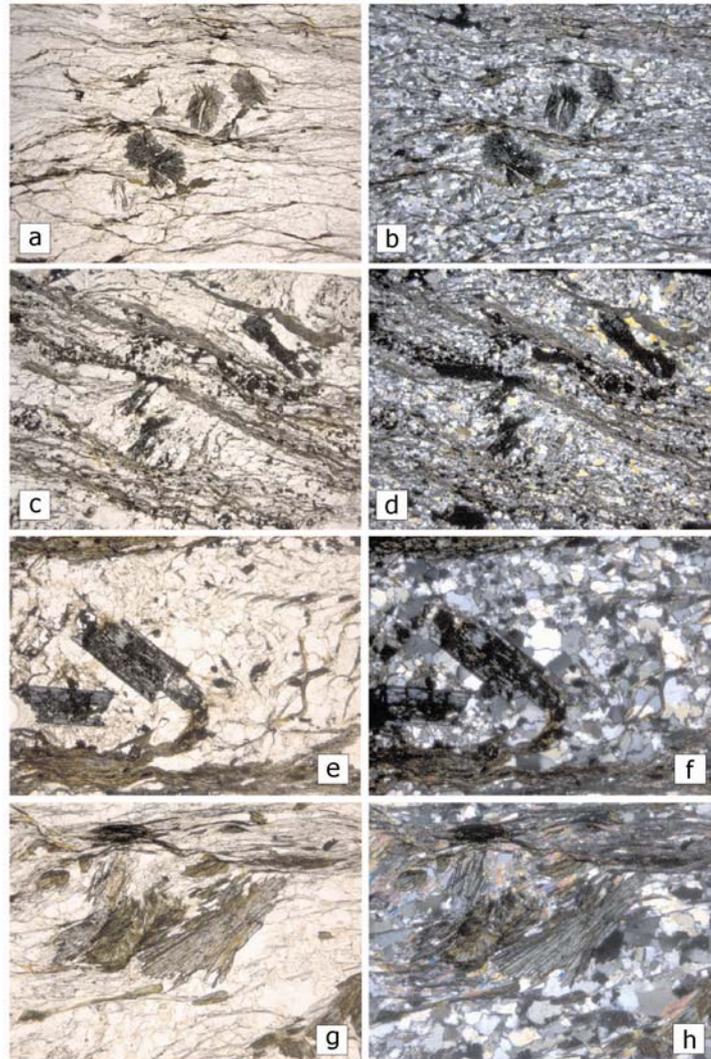


Fig. 3.15. Esquistos de El Guineal. (a) Cuarzo-esquistos con cloritoide, mica blanca y mica marrón biotítica (luz natural); (b) La misma lámina con luz polarizada; (c-d) Cuarzo-esquistos con cloritoide; nótese el bandeado cuarzo-micas Sp de crenulación; (e-f) Cuarzo-esquistos con cloritoide; nótese el pleocroísmo azulado intenso típico de cloritoides de alta-P; (g-h) Cuarzo-esquistos con cloritoide, mica blanca y mica marrón; detalle de los agregados fibroso-radiales de cloritoide

Del segundo conjunto se han estudiado: gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos de Fe-Ti, de grano medio a fino, deformadas (6174IIJE9364, 6174IIJE9432, 6174IIJE9392, 6174IIJE9424, 6174IIJE9530, 6174IIJE9576, 6174IIJE9599A, 6174IIJE9601 y 6273IVJM9169), y metagabronoritas con óxidos, coroníticas (6174IIJE9393, 6174IIJE9379, 6174IIJE9390, 6174IIJE9421, 6174IIJE9423 y 6174IIJE9572).

Por lo que respecta al tercer conjunto, se han estudiado gabros y dioritas hornbléndicas (6174IIJE9449 y 6174IIJE9293?), y cuarzo-dioritas y tonalitas con hornblenda, de grano medio-grueso, foliadas y alteradas (6174IIJE9277 y 6174IIJE9301).

Otras rocas estudiadas de difícil asignación son metagabros, gneises anfibólicos y anfibolitas de texturas blastomiloníticas (6174IIJE9420A) y hornblenditas (6174IIJE9346B).

3.1.4.1. Websteritas con olivino (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)

Las rocas ultramáficas cumulado afloran como cuerpos elongados de <math><2\text{ km}^2</math>, generalmente asociadas a las gabronoritas de grano grueso, como es el caso de la loma Los Balatracas, si bien en otros casos podría tratarse de megaenclaves. Generalmente aparecen poco o nada deformadas, y en algún caso intruidas por un retículo de venas de tonalitas con hornblenda. A escala de afloramiento, se trata de rocas melanocratas ($M > 65\%$), de color gris-oscuro, grano grueso (2-5 mm de diámetro) y estructura cumulado, que puede ser masiva o desarrollar un cierto bandeo composicional. Típicamente, los piroxenos marrones presentan un brillo metálico, el olivino colores verdes y la plagioclasa es accesoria y de carácter intersticial.

Al microscopio (Figs. 3.16 y 3.17) exhiben una composición de: olivino (10-20%), ortopiroxeno (20-40%); clinopiroxeno (35-70%), plagioclasa (<math><5\%</math>) y Fe-Ti espinela (<math><1\%</math>). La textura varía entre orto- y mesocumulado, generalmente con un marcado equilibrio entre las fases y las relaciones de contacto; los prismas de piroxeno y los agregados de olivino pueden aparecer masivos, elongados subparalelamente o definiendo un bandeo modal.

El olivino forma granos de subidio- a alotriomorfos, con contactos generalmente estables frente al piroxeno, en el que aparece como inclusión; en algunas rocas presenta fracturas y texturas de deformación interna. El orto y el clinopiroxeno son subidio- y alotriomorfos, ricos en exoluciones del piroxeno complementario, con contactos rectos y ondulados entre sí y frente al olivino; el ortopiroxeno es ligeramente pleocroico rosa. La espinela Fe-Ti aparece como granos intergranulares dispersos, en parte transformados a magnetita-ilmenita. La plagioclasa forma agregados de

pequeños granos de carácter intersticial, con contactos ondulados y puntos triples entre sí. Todas las fases minerales carecen de zonado.

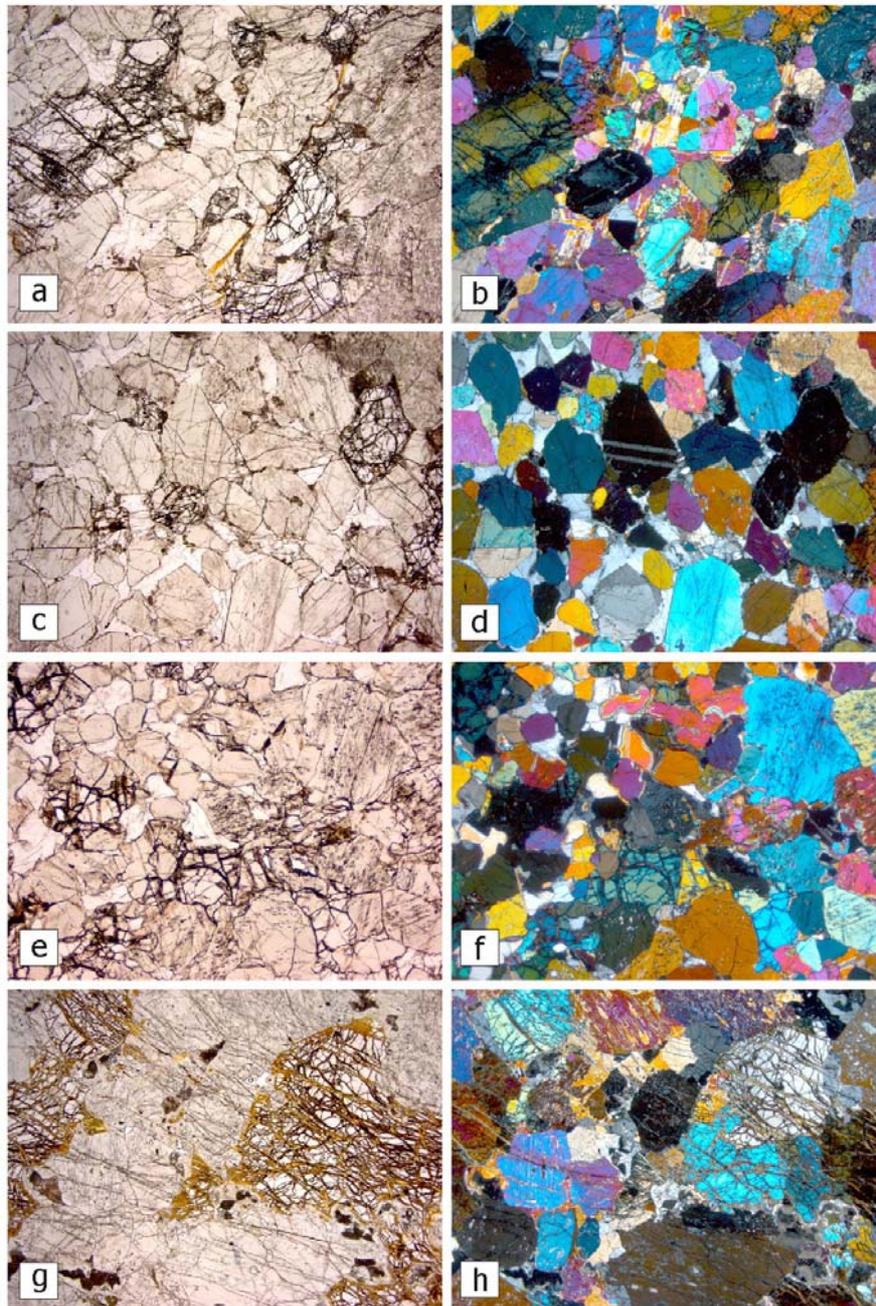


Fig. 3.16 Batolito del Río Boba. (a, c, e) Websteritas con olivino de grano grueso (luz natural); (b, d, f) La misma lámina bajo luz polarizada; (g-h) Websterita a dunita

La secuencia de cristalización se inició con el olivino y la espinela, siguiendo los piroxenos y finalmente, la plagioclasa. En algunas rocas se han observado rebordes de ortopiroxeno y coronas simplectíticas de clinopiroxeno y espinela verde vermicular en el contacto entre olivino y plagioclasa; también rebordes de un anfíbol cálcico verde

pálido y parches simplectíticos de anfíbol y plagioclasa en el borde de los piroxenos. Estas texturas evidencian reequilibrios subsólidos en condiciones metamórficas de las facies de las granulitas y anfibolitas de media a baja-P. La alteración superficial ha producido escasa albita, sericita y clorita.

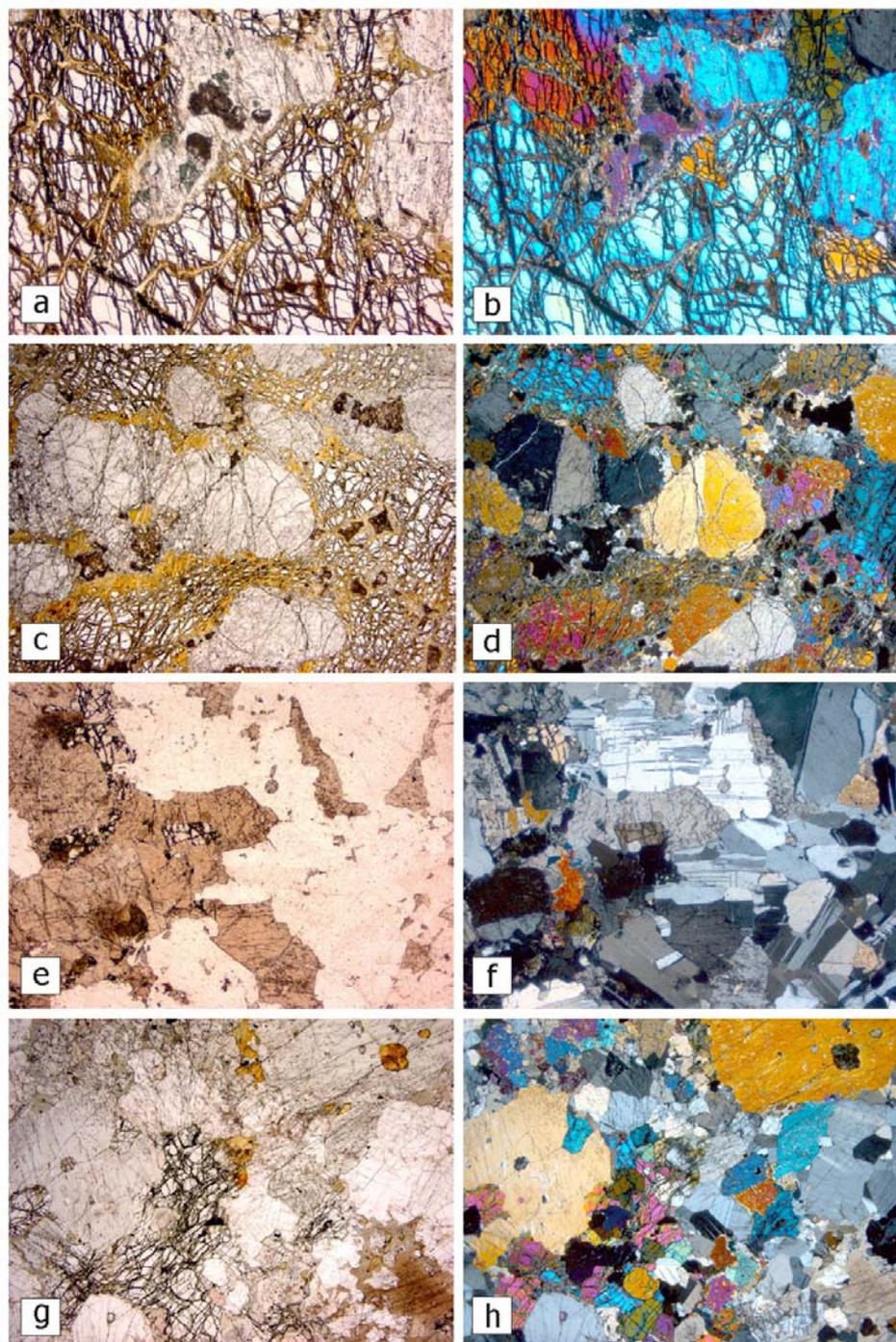


Fig. 3.17. Batolito del Río Boba. (a) Websteritas con olivino; detalle de la espinela hercinita (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-d) Wherlitas y clinopiroxenitas con olivino de grano grueso; (e-f) Gabronoritas y gabronoritas con olivino de grano grueso; (g-h) Gabronoritas y gabronoritas con olivino

3.1.4.2. Wherlitas y clinopiroxenitas con olivino (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)

Los cumulos ultramáficos de composición wherlítica a clinopiroxenítica con olivino aparecen en la loma La Yabacoa, donde presentan una ligera foliación desarrollada preferentemente a favor del olivino serpentizado y son intruidos por diques de tonalitas con hornblenda. Se trata de cumulos ígneos de grano grueso, compuestos por: olivino (<15%), ortopiroxeno (5-10%), clinopiroxeno (80-90%), plagioclasa (<5%) y espinela Fe-Ti (<2%). La textura es de meso a acumulado masivo (90-100% de minerales acumulados), destacando el equilibrio textural entre las fases, de marcado idiomorfismo, y sus relaciones de contacto texturalmente estables, siendo olivino y clinopiroxeno fases acumuladas y la escasa plagioclasa, intersticial.

El olivino forma granos subidiomorfos, aunque puede aparecer corroído u ondulado frente al ortopiroxeno. El clinopiroxeno es subidio- e idiomorfo, con exoluciones de ortopiroxeno; en ocasiones está rodeado por pequeños clinopiroxenos granoblásticos. La plagioclasa forma granos individuales y agregados de pequeños granos de carácter intersticial. La Fe-Ti espinela conforma granos idiomorfos dispersos y como inclusiones en el olivino y el clinopiroxeno. La secuencia de cristalización fue olivino, espinela Fe-Ti, clino y ortopiroxeno, y plagioclasa. El olivino aparece reemplazado por un agregado microcristalino de pumpellita, serpentinitas y opacos.

3.1.4.3. Gabronoritas y gabronoritas con olivino de grano grueso, variablemente foliadas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)

Las gabronoritas constituyen uno de los litotipos más abundantes volumétricamente en el Batolito del Río Boba. Sin embargo, el batolito aparece deformado en condiciones de alta-T de forma heterogénea. Como consecuencia, se observa todo un tránsito textural desde gabronoritas poco o nada deformadas (preservando las texturas ígneas primarias, consistentes en un bandeo modal), hasta metagabronoritas coroníticas parcialmente retrogradadas y rehidratadas, y metagabronoritas foliadas con una textura granoblástica equigranular en equilibrio, que realmente son rocas metamórficas granulíticas de dos piroxenos. Se describen en el presente apartado las rocas del primer tipo.

Las gabronoritas son rocas leucocratas a mesocratas ($M < 25-30\%$), de color gris-azulado, grano grueso (2-8 mm de diámetro) y estructura variablemente bandeada. Al microscopio se observa una composición muy variable integrada por: olivino (0-20%, incluyendo los pseudomorfos de serpentinita), plagioclasa (30-70%), ortopiroxeno (10-25%, generalmente $< 15\%$), clinopiroxeno (5-30%) y espinela ($< 1\%$). La proporción relativa entre plagioclasa, orto y clinopiroxeno, puede variar a escala milimétrica, definiendo el bandeo modal. La textura es de tipo cumulado subequigranular, pudiendo aparecer en equilibrio según las relaciones de contacto entre fases.

El olivino forma granos subidio- y alotriomorfos, con contactos generalmente estables frente a los piroxenos, pero reaccionales frente a la plagioclasa; suele aparecer incluido en agregados de piroxenos. El orto y el clinopiroxeno son generalmente subidiomorfos, con exoluciones de piroxeno e inclusiones de olivino, espinela Fe-Ti y plagioclasa; pueden presentar contornos ondulados y rebordes reaccionales del anfíbol frente a la plagioclasa. La plagioclasa forma prismas tabulares subidio-alotriomorfos y agregados intergranulares de geometría texturalmente equilibrada, o desarrolla contactos ondulados frente al piroxeno; en ocasiones muestra texturas de deformación intracristalina de alta-T, como maclas y *bending*. La espinela Fe-Ti forma granos idiomorfos verdes intersticiales o inclusiones en el piroxeno. Sin embargo, los óxidos de Fe-Ti son escasos y normalmente pares ilmenita-magnetita. Todas las fases minerales carecen de zonado. La secuencia de cristalización se inició con el olivino y la espinela, siguiendo los piroxenos y finalmente la plagioclasa. En algunas rocas se desarrollan coronas simplectíticas retrógradas incipientes, descritas a continuación. Los minerales accesorios son apatito, pirita y óxidos de Fe-Ti. El anfíbol cálcico verde pálido a menudo reemplaza en bordes y en lamelas de exolución de ortopiroxeno en clinopiroxeno. Otros minerales subsólidos secundarios son escasa albita, sericita y clorita.

3.1.4.4. Metagabronoritas coroníticas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)

Constituyen tipos de gabronoritas que han desarrollado texturas retrógradas subsólidas de tipo coronítico (Figs. 3.18 y 3.19), en rocas generalmente poco deformadas, como en el sector del Firme de Quita Espuela. Estas metagabronoritas son particularmente interesantes pues preservan microestructuras que permiten deducir la historia metamórfica retrógrada del complejo plutónico. Se distinguen cuatro

estadios: estadio ígneo, estadio de simplectitas con piroxeno y espinela, estadio de simplectitas con anfíbol y espinela y rebordes de anfíbol, y estadio tardío.

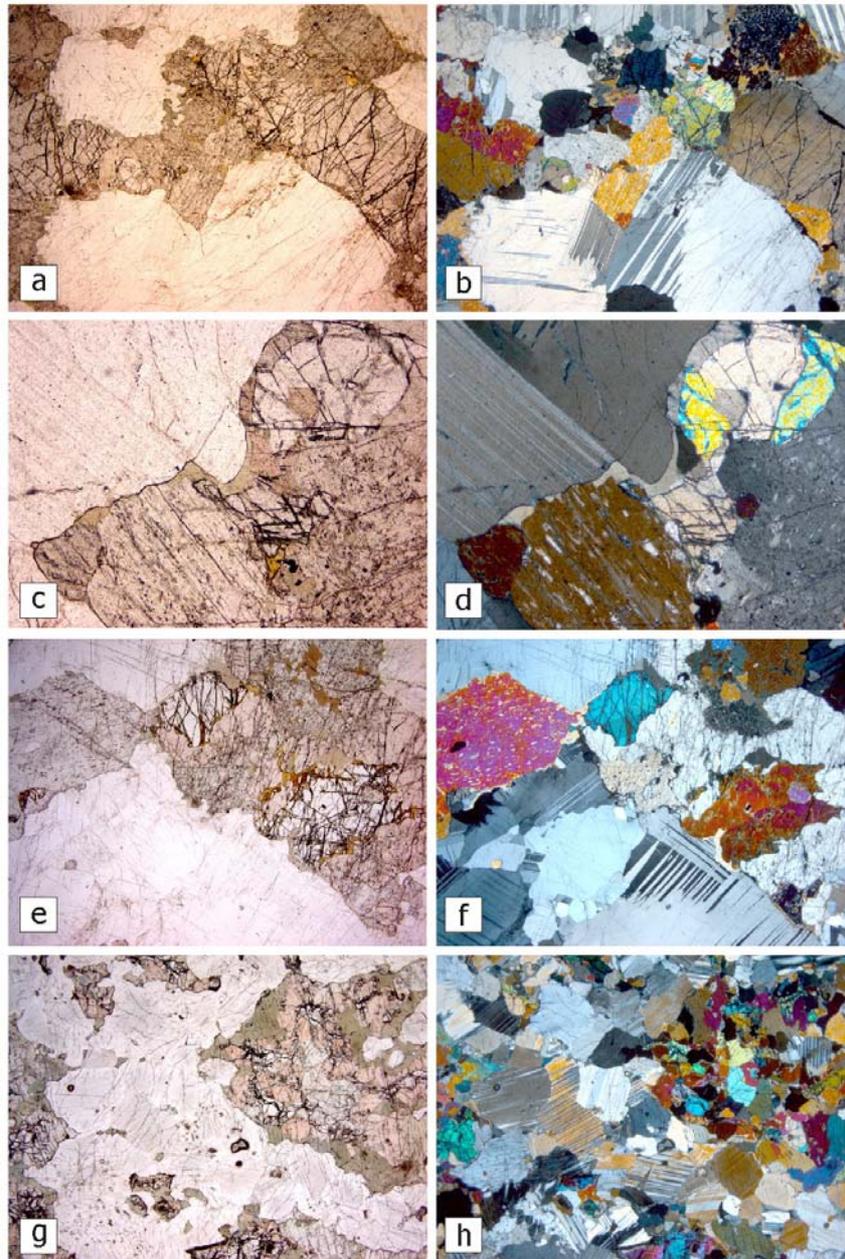


Fig. 3.18. Batolito del Río Boba. (a, c, e, g) Metagabroritas coroníticas (luz natural); (b, d, f, h) Las mismas láminas bajo luz polarizada

El estadio ígneo queda registrado en los relictos de fases ígneas, como olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y Fe-Ti espinela, rodeados por microestructuras coroníticas o preservados en nematoblastos de anfíbol. Las texturas de exolución en los piroxenos formando lamelas y de las microinclusiones orientadas

de óxidos de Fe-Ti en el ortopiroxeno ígneos, fueron formadas durante el enfriamiento, después de la cristalización magmática.

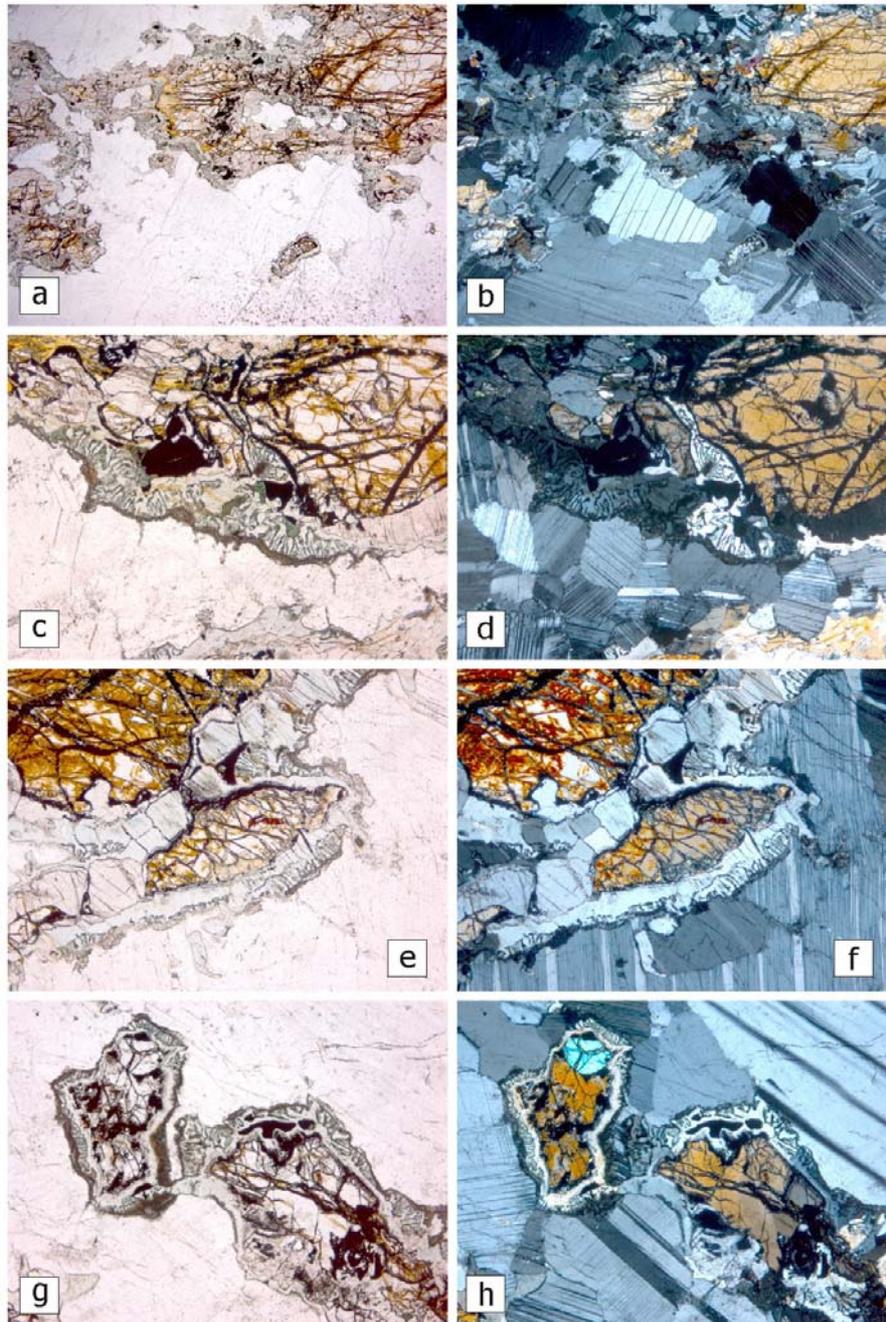


Fig. 3.19. Batolito del Río Boba. (a, c, e, g) Metagabronoritas coroníticas (luz natural); (b, d, f, h) Las mismas láminas bajo luz polarizada

El estadio de simplectitas con piroxeno y espinela está documentado con la formación de coronas de ortopiroxeno y simplectitas de clinopiroxeno y espinela, derivadas de la destrucción de pares de olivino y plagioclasa. Los bordes de ortopiroxeno se localizan en el borde del olivino y las simplectitas con espinela, en el contacto con la plagioclasa. Localmente, se han observado también rebordes de opacos vermiculares

y ortopiroxeno junto al olivino. La asociación mineral de este estadio consiste en ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y opacos, sugiriendo un reequilibrio metamórfico en condiciones de la facies de las granulitas con dos piroxenos.

El estadio de simplectitas con anfíbol y espinela se caracteriza por la formación de simplectitas de anfíbol cálcico y espinela, localizados en los microdominios simplectíticos formados en el estadio anterior, y por el desarrollo de rebordes de anfíbol en torno al ortopiroxeno y en la matriz. Las relaciones microtexturales indican que la simplectita de anfíbol crece sobre la simplectita de clinopiroxeno. Las coronas y bordes de ilmenita en torno a hercinita se desarrollan también en este estadio. El crecimiento de anfíbol pleocroico verde pálido, de posible composición pargasita a tschermakita y hornblenda-Mg, sugiere una hidratación parcial de la roca en condiciones metamórficas de la facies de las anfibolitas.

El estadio tardío está muy localizado espacialmente y da lugar a la formación de minerales retrógrados de grano fino, como clorita, mica blanca, carbonatos, epidota a partir de plagioclasa, y opacos, los cuales son propios de las facies de las anfibolitas con epidota y de los esquistos verdes.

Considerados en conjunto, todos los estadios microtexturales sugieren una evolución P-T subsólidas para el Batolito del Río Boba, consistente en un enfriamiento casi isobárico a ~7 kbar, o acompañado de una suave descompresión, desde 925-950 °C a 700-750 °C para una a_{H_2O} ~0,5. Esta evolución sugiere que el emplazamiento de las gabronoritas del batolito tuvo lugar en niveles corticales profundos del arco (25 km?) y se enfrió progresivamente. El efecto térmico de la intrusión probablemente supuso el desarrollo de un metamorfismo en las anfibolitas de La Cuaba encajantes (y posiblemente su fusión parcial local), en condiciones de las facies anfibolítica y/o granulítica de media/baja-P, a la vez que reequilibró a las gabronoritas a temperaturas de 700-750 °C.

3.1.4.5. Metagabronoritas foliadas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)

En su mitad suroccidental, el Batolito del Río Boba aparece variablemente deformado y recrystalizado dinámicamente en condiciones de alta-T. En las muestras: 6174IIJE9360, 6174IIJE9349, 6174IIJE9378 y 6174IIJE9385 puede verse secuencialmente una transición desde metagabronoritas foliadas con texturas

porfiroclásticas de minerales ígneos, hasta verdaderas granulitas máficas de dos piroxenos y completamente recrystalizadas dinámicamente a una fábrica plano-linear.

En la vertiente nororiental de la loma La Canela existen buenos afloramientos de las metagabronoritas foliadas. Se trata de rocas mesocratas (M entre 35-65%), de color gris-azulado oscuro, grano medio a grueso (1-5 mm, generalmente), que muestran una fábrica plano-linear penetrativa de alta-T, definida por la elongación de los prismas de plagioclasa, piroxeno y anfíboles aciculares verde oscuro. Localmente intruyen pegmatitas con hornblenda concordantes con la foliación.

Al microscopio (Figs. 3.20 y 3.21) exhiben una composición integrada por: plagioclasa (35-60%), ortopiroxeno (5-35%), clinopiroxeno (5-30%), hornblenda (15-25%), ilmenita-magnetita (<5%) y espinela Fe-Ti. La textura varía desde porfiroclástica de relictos ígneos y matriz de geometría parcialmente en equilibrio, hasta granoblástica en mosaico subequigranular en equilibrio. La foliación está definida por las colas de recrystalización de pequeños granos de piroxeno en torno a los porfiroclastos, o por agregados elipsoidales muy estirados de piroxenos recrystalizados, que definen un bandeo a escala milimétrica. En el interior de estos agregados puede aparecer espinela Fe-Ti intersticial, ortopiroxeno corroído u olivino xenomorfo, que no forma nunca contactos estables frente a la plagioclasa.

La plagioclasa forma un agregado de granos de subidio- a alotriomorfos, formando prismas elongados y mosaicos de granos de menor tamaño que exhiben entre sí contactos intergranulares rectos y puntos triples, con escasas inclusiones redondeadas y ameboides de piroxenos. El orto y el clinopiroxeno aparecen tanto formando granos con escasas exoluciones del piroxeno complementario, como en agregados de granos de menor tamaño recrystalizados y libres de deformación, aunque siempre elongados paralelamente a la foliación. El anfíbol-cálcico es verde pálido pleocroico, de composición hornblenda-Mg a pargasita, que a menudo forma oikocristales (poiquiloblastos) con inclusiones de plagioclasa idiomorfa y piroxenos. También forma bordes y coronas retrógradas en torno al piroxeno, reemplazamientos a lo largo de sus planos de exfoliación y lamelas de exolución, y cristales intersticiales. Los óxidos de Fe-Ti son pares ilmenita-magnetita, siendo muy abundantes en algunas zonas. Todas las fases minerales carecen de zonado.

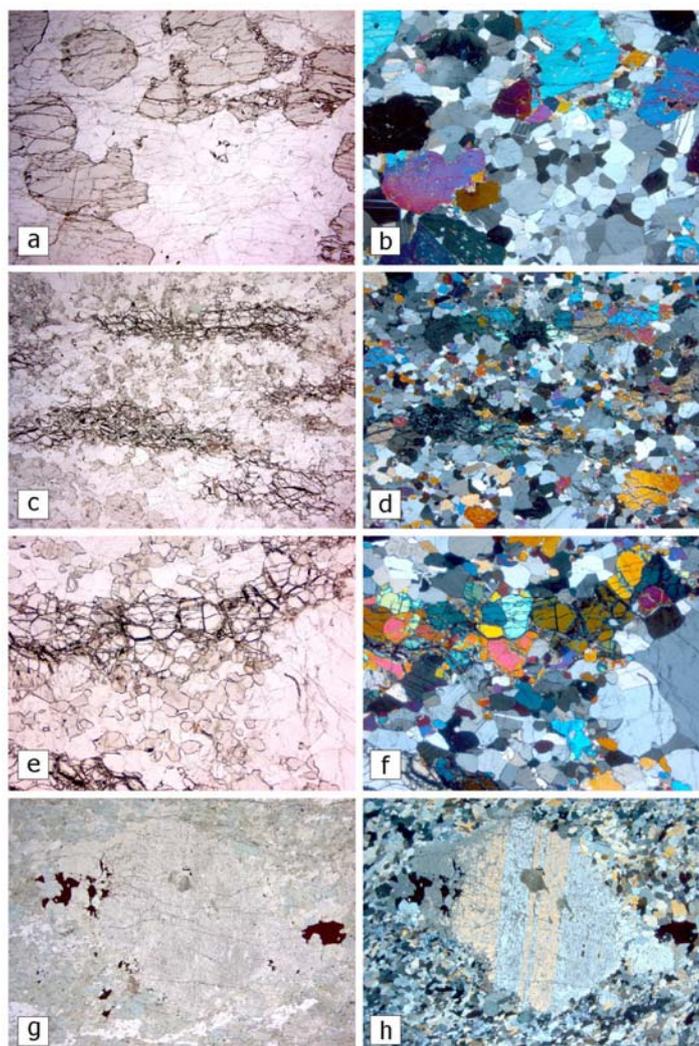


Fig. 3.20. Batolito del Río Boba. (a) Metagabronoritas de grano grueso a medio foliadas (o granulitas máficas de dos piroxenos) (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-h) Metagabronoritas foliadas

3.1.4.6. Gabros y noritas con olivino (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)

Aparecen asociados a los cumulados ultramáficos, como el macizo situado entre Martel y la loma El Rayo, aunque se desconocen las relaciones de contacto respecto a las gabronoritas. Se trata de rocas mesocratas a melanocratas, de grano grueso a muy grueso (4-12 mm), masivas o con un bandeo modal definido por la alternancia de niveles claros ricos en plagioclasa y oscuros ricos en ferromagnesianos.

Al microscopio (Fig. 3.22) se observa una composición integrada por: olivino (35-60%), plagioclasa (10-25%), ortopiroxeno (<20%), clinopiroxeno (0-25%) y espinela (<2%). Las variaciones modales pueden dar lugar a una alternancia milimétrica de bandas

claras de troctolita (olivino+plagioclasa) con bandas oscuras de gabro olivínico (olivino±ortopiroxeno±clinopiroxeno±plagioclasa). La textura es granuda meso y ortocumulado de olivino y piroxeno, con plagioclasa intercúmulus. En rocas deformadas varía a granoblástica poligonal subequigranular, con recristalización del piroxeno y la plagioclasa.

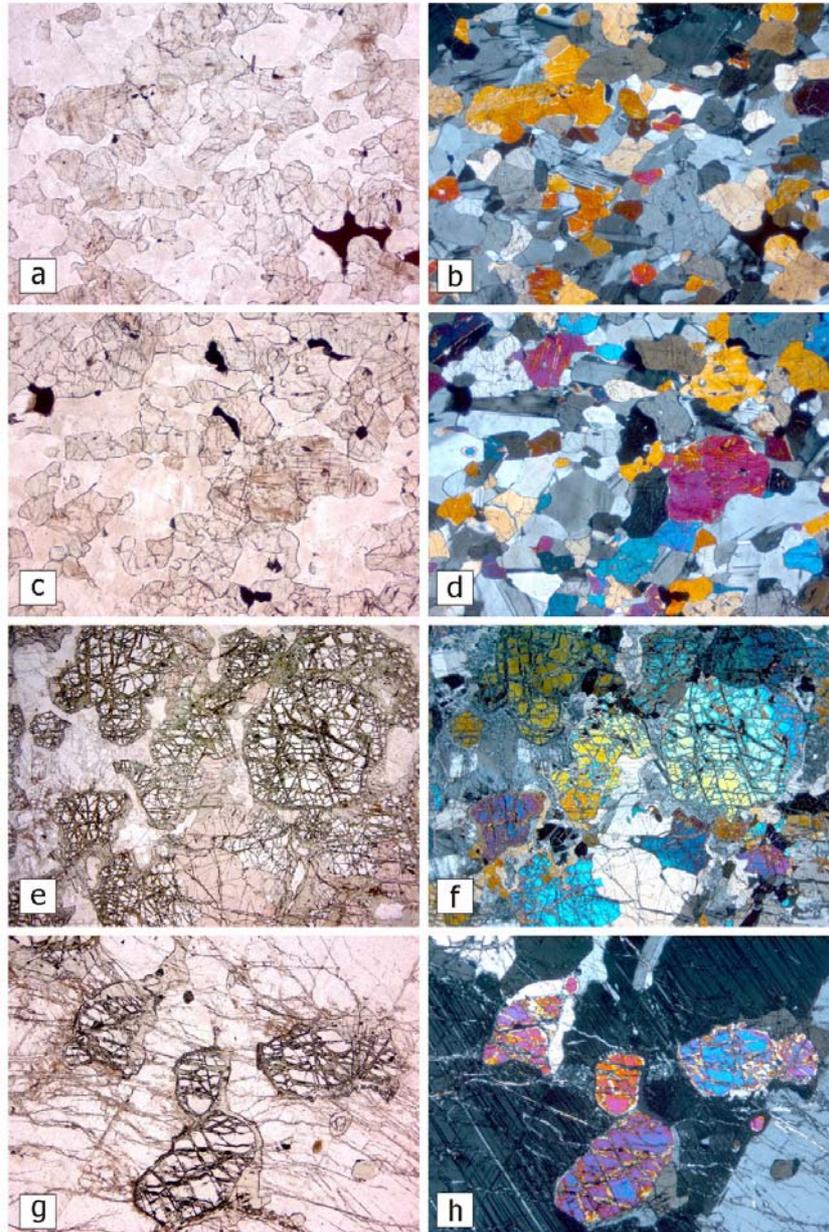


Fig. 3.21. Batolito del Río Boba. (a) Metagabronoritas de grano grueso a medio foliadas (o granulita máfica de dos piroxenos) (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-d) Metagabronoritas foliadas; (e-h) Gabros y noritas con olivino variablemente coroníticas

El olivino forma granos subidiomorfos, que pueden desarrollar coronas y rebordes de ortopiroxeno o clinopiroxeno frente a la plagioclasa. El clinopiroxeno posee

evoluciones de ortopiroxeno y forma poiquiloblastos intercúmulus que engloban y separan olivino y plagioclasa. La espinela forma granos idiomorfos intergranulares verdes. El ortopiroxeno es ligeramente rosa y en sectores es intersticial respecto al olivino. La plagioclasa forma agregados de granos con puntos triples; posee inclusiones subidio- y xenomorfas de olivino. Las fases minerales no presentan zonado. No contienen anfíbol. En las muestras estudiadas, los minerales secundarios son muy escasos y consisten en sericita, serpentinitas y clorita.

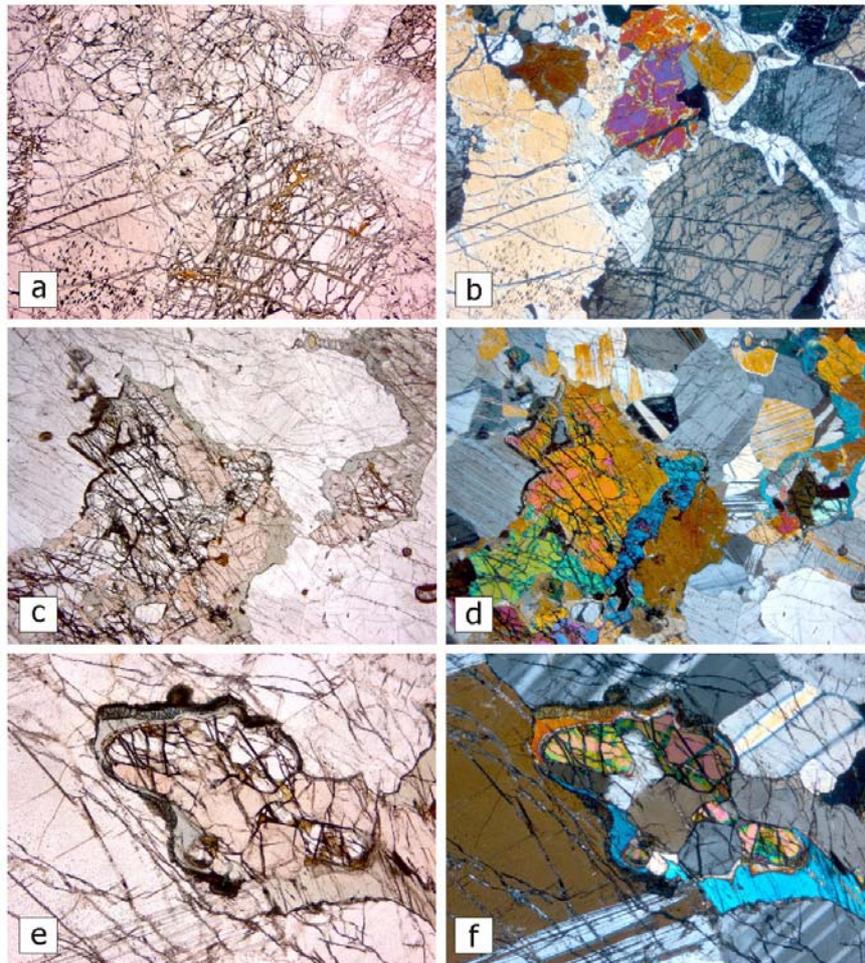


Fig. 3.22. Batolito del Río Boba. (a) Gabros y noritas con olivino variablemente coroníticas (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-f) Metanoritas coroníticas

3.1.4.7. Metanoritas coroníticas (Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela)

Son los equivalentes metamórficos poco deformados de las rocas anteriores. Aparecen en el área del Firme de Quita Espuela, asociadas a bandas de cumulos ultramáficos y gabronoritas coroníticas. Se trata igualmente de rocas de grano grueso, masivas o bandeadas, y con una composición de: olivino (15-35%); plagioclasa (35-

65%), orto y clinopiroxeno (10-25%) y espinela (<2%), siendo la principal característica de estas rocas el desarrollo de texturas coroníticas entre el olivino y la plagioclasa ígneos, y entre el piroxeno y la plagioclasa (Fig. 3.22). Estas texturas consisten en una o dos capas concéntricas, e incluso una tercera, compuestas por ortopiroxeno en el lado del olivino y una simplectita de espinela verde y clinopiroxeno en el lado de la plagioclasa. En ocasiones también parece verse una delgada capa intermedia de anfíbol verde pálido. Otras texturas reaccionales son rebordes de clinopiroxeno en torno al olivino y agregados de espinela verde (hercinita) intercalados entre las simplectitas.

El olivino ígneo es xenomorfo, en tanto que el ortopiroxeno ígneo está intercrecido con el olivino y rodeado también por las coronas o rebordes. La plagioclasa forma agregados de granos en mosaico con puntos triples y posee inclusiones subidio- y xenomorfas de olivino. Estas microtexturas evidencian un reequilibrio subsólido del cumulado en condiciones metamórficas de la facies de las granulitas de media-P.

3.1.4.8. Gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos (Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel)

Son rocas competentes y muy magnéticas, que suelen aflorar en los sectores topográficamente más elevados, como la vertiente norte de la loma La Yabacoa, el Firme de Quita Espuela y las lomas Vieja y Martel. Se trata de gabronoritas, gabros y localmente, dioritas, de coloraciones oscuras gris-azuladas, generalmente de grano fino, muy ricas en óxidos de Fe-Ti y que han desarrollado una intensa fábrica plano-linear de alta-T. A menudo destacan en los planos de foliación anfíboles aciculares de tamaños milimétricos; no obstante, también aparecen rocas menos deformadas. Derivan de magmas evolucionados, emplazados previa o simultáneamente a la deformación de alta-T (transición de facies granulítica a anfibolítica), que estuvo acompañada por una importante hidratación, dada la abundancia de anfíbol cálcico.

Al microscopio (Figs. 3.23 y 3.24), muestran una composición integrada por: plagioclasa (50-60%), ortopiroxeno (<10%), clinopiroxeno (15-25%), hornblenda (10-20%), espinela Fe-Ti (<2%) y magnetita-ilmenita (5-12%). Generalmente, la textura es granuda subequigranular y subidiomorfa, con la foliación definida por un entramado de tabletas de plagioclasa y prismas de piroxeno subparalelos; por tanto, la recrystalización dinámica de la plagioclasa y los piroxenos en un mosaico elongado en

equilibrio, ha borrado la textura ígnea cumulado original, tratándose más bien de rocas metamórficas.

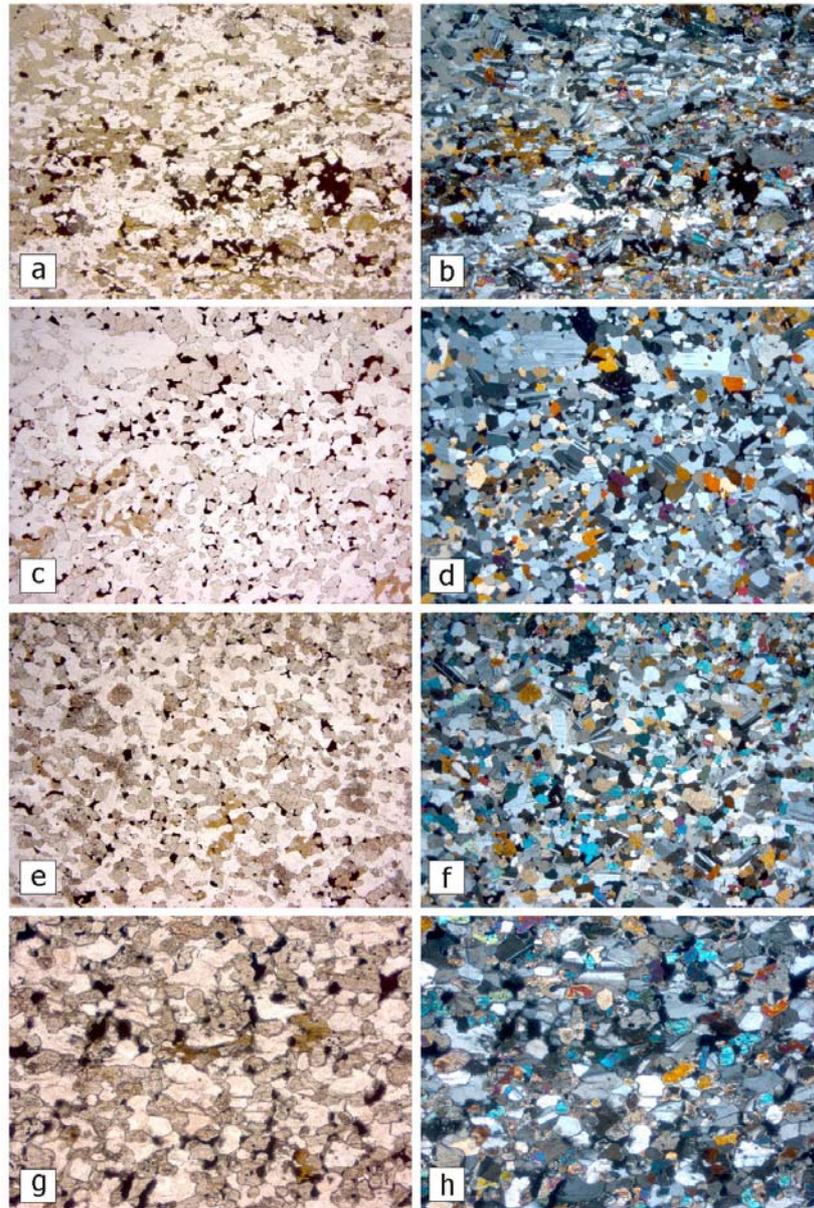


Fig. 3.23. Batolito del Río Boba. (a) Gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos Fe-Ti, de grano medio a fino, deformadas (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-h) Gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos de Fe-Ti deformadas

El orto y el clinopiroxeno son enstatita y augita, respectivamente, pudiendo presentar contactos ondulados frente a la plagioclasa, a la que también incluyen. Algunos granos muestran exoluciones del piroxeno complementario y signos de deformación plástica intracristalina (*bedding* de maclado, etc.); otros, están recristalizados y libres de deformación. La plagioclasa posee inclusiones redondeadas y ameboides de

piroxenos y algún grano de mayor tamaño que ha desarrollado un zonado normal. El olivino forma escasos granos xenomorfos incluidos en el piroxeno y la plagioclasa. El anfíbol cálcico es verde pálido poco pleocroico, de composición pargasítica, y bordea y encierra poiquilíticamente (oikocristales) a la plagioclasa y al piroxeno subidiomorfos; puede aparecer elongado respecto a la foliación y también forma bordes en piroxenos. La fase óxido de Fe-Ti es ilmenita con bordes de magnetita, siendo muy abundante en algunas zonas; en ocasiones incluye restos de hercinita.

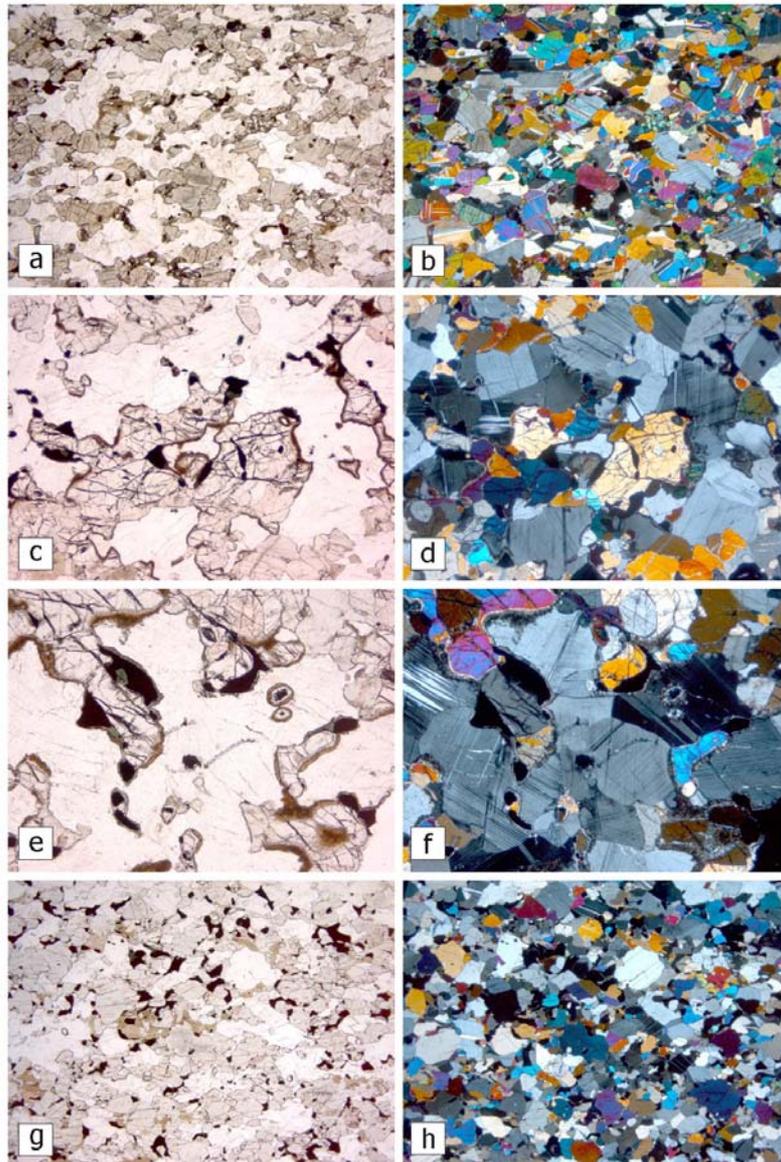


Fig. 3.24. Batolito del Río Boba. (a) Gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos de Fe-Ti, de grano medio a fino, deformadas (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-f) Metagabronoritas con óxidos, coroníticas; (g-h) Metagabronoritas con óxidos de Fe-Ti deformadas

3.1.4.9. Metagabronoritas con óxidos coroníticas (Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel)

Constituyen los equivalentes menos deformados de las metagabronoritas con óxidos de Fe-Ti y hornblenda previamente descritas, con las que se asocian cartográficamente. Incluyen gabronoritas y gabros con olivino, de tonos gris-azulados oscuros, generalmente de un tamaño de grano algo mayor (medio a fino) y son muy ricos en óxidos de Fe-Ti, provocando su fuerte magnetismo; han desarrollado una fábrica plano-linear de alta-T variablemente penetrativa. En estas rocas se puede preservar parte de la mineralogía ígnea y, localmente, las microtexturas cumulado, aunque generalmente están intensamente recrystalizadas y rehidratadas.

Al microscopio (Fig. 3.24) muestran una composición integrada por: plagioclasa (45-60%), ortopiroxeno (10-20%), clinopiroxeno (10-25%), hornblenda (10-20%), espinela Fe-Ti (1-2%) y magnetita-ilmenita (5-10%). La textura varía desde porfiroclástica en desequilibrio hasta en mosaico granudo y subequigranular en equilibrio, con desarrollo de texturas coroníticas en rocas ya deformadas. La foliación está definida por la elongación de las colas de recrystalización en torno a los porfiroclastos y por la del entramado de tabletas de plagioclasa y prismas de piroxeno subparalelos.

Los relictos ígneos que forman los porfiroclastos están constituidos por orto y clinopiroxeno xenomorfos, que pueden incluir olivino corroído. Los piroxenos muestran frecuentemente exoluciones del piroxeno complementario y signos de deformación plástica intracrystalina (*bedding* de maclado, etc.); sin embargo, tanto el orto como el clinopiroxeno han recrystalizado formando mosaicos de granos de menor tamaño, libres de deformación. La plagioclasa y el piroxeno poseen relaciones de mutua inclusión en los nuevos granos. Sin embargo, son frecuentes los rebordes y coronas de anfíbol cálcico, opacos y simplectitas de piroxeno, hercinita y anfíbol, en torno al orto y clinopiroxeno; desarrollan también coronas de anfíbol y opacos vermiculares. La hercinita está espacialmente asociada a magnetita-ilmenita y ambas aparecen también rodeadas por las coronas de pargasita. Además de coronas, el anfíbol cálcico pargasítico forma poiquiloblastos que engloban a la plagioclasa y al piroxeno. Los óxidos de Fe-Ti son pares ilmenita-magnetita muy abundantes.

3.1.4.10. Gabros y dioritas hornbléndicas (Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá)

Se trata de gabros hornbléndicos de tonos gris-verdosos, grano medio a grueso y variablemente bandeados o foliados, que se relacionan cartográficamente con las intrusiones de dioritas-tonalitas con hornblenda, conformando un conjunto no deformado a alta-T. La muestra 6174IIJE9449 ha proporcionado una edad de ~90 Ma.

Al microscopio (Fig. 3.25) exhiben una composición integrada por: plagioclasa (45-60%), hornblenda (20-35%), clinopiroxeno (<5%), cuarzo (<2%) y magnetita-ilmenita (<5%). Los gabros estudiados presentan una textura granular isótropa, en la que la hornblenda y la plagioclasa subidiomorfos forman un entramado de prismas de gran tamaño que alojan plagioclasa y cuarzo intersticial, así como epidota.

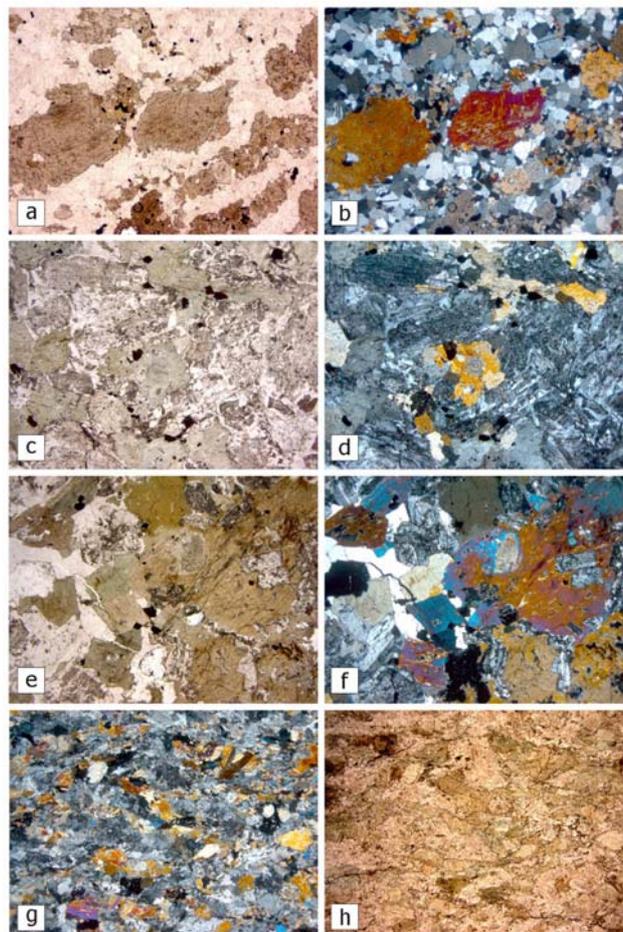


Fig. 3.25. Batolito del Río Boba. (a) Gabronoritas y metagabronoritas con anfíbol y óxidos Fe-Ti, de grano medio a fino, deformadas (luz natural); (b) La misma lámina bajo luz polarizada; (c-g) Gabros y dioritas hornbléndicas (g-h) Cuarzo-dioritas y tonalitas con hornblenda, de grano medio-grueso, foliadas y alteradas

Los prismas subidiomorfos de anfíbol son de hornblenda verde fuertemente pleocroica, que pueden incluir restos de clinopiroxeno incoloro sobre el que crecen sintaxialmente; está variablemente reemplazada a agregados de clorita y sericita. Los prismas de plagioclasa están fuertemente zonados de forma oscilatoria hacia bordes más albíticos, sugiriendo un nivel de intrusión cortical más superficial; aparecen intensamente sericitizadas, recristalizadas y albitizadas, estando reemplazada también por epidota, prehnita y opacos. El cuarzo forma escasos agregados de granos y policristalinos de pequeño tamaño o agregados de menor tamaño intersticiales. No se observa feldespatos-K. La fase opaca es ilmenita-magnetita y no contienen espinela. Estos gabros están afectados intensamente por una actividad hidrotermal de tardi- a post-magmática.

3.1.4.11. Cuarzo-dioritas y tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, foliadas (Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá)

Bajo este epígrafe se incluye un conjunto de tonalitas y dioritas de grano medio a grueso (1-4 mm de diámetro), heterogranulares, variablemente foliadas y con abundante hornblenda como máfico. Afloran principalmente en el borde septentrional del batolito, e intruyen concordantemente en las anfibolitas de La Cuaba.

Al microscopio (Fig. 3.25), exhiben una composición integrada por: plagioclasa (45-60%), hornblenda (25-45%), clinopiroxeno (<2%), cuarzo (<0-10%) y magnetita-ilmenita (<5%). Las texturas dependen del grado de deformación y son muy variadas: acumulados de hornblenda, granudas inequigranulares isótropas, decusadas y foliadas. En las rocas foliadas la elongación mineral de la hornblenda y el agregado cuarzo-plagioclásico definen una fábrica magmática planar, y la orientación unidimensional de los prismas de hornblenda, la lineación magmática. No se observa feldespatos-K.

El anfíbol es una hornblenda verde que forma prismas subidiomorfos, poco pleocroicos, de tamaños milimétricos; muestra deformación plástica y recristalización a agregados de prismas radiales, tanto elongados paralelamente como formando agregados fibroso-radiales, siendo reemplazada pseudomórficamente por agregados de actinolita, clorita y sericita. La plagioclasa forma agregados de granos elongados, intensamente recristalizados, albitizados y reemplazados por prehnita, sericita, epidota, albita y opacos; también hay agregados de pequeños granos subidiomorfos. El cuarzo es escaso y forma granos individuales de pequeño tamaño y agregados

policristalinos intersticiales. Las rocas estudiadas están intensamente recrystalizadas en condiciones estáticas post-magmáticas, con una intensa actividad hidrotermal.

3.2. Geoquímica

3.2.1. Unidad de La Cuaba

Los materiales que constituyen la Unidad de La Cuaba son heterogéneos. Considerados en conjunto, poseen un contenido en SiO_2 de 41,7-54,5 wt% (Anexo I), para contenidos generalmente altos en MgO (3,3-17,2 wt%; promedio 7,4 wt%), e intermedios y bajos en TiO_2 (0,17-2,3 wt%; promedio 1,1 wt%). En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/ TiO_2 , estas rocas máficas son subalcalinas y se clasifican como basaltos andesíticos y andesitas.

En conjunto, la unidad está constituida por materiales predominantemente máficos, derivados de magmas poco a moderadamente fraccionados ($\text{Mg}\# = 77-38$), con algunos ricos en MgO (>10 wt%). Se caracterizan por contenidos generalmente bajos en Zr y Nb (5-161 y 0,05-3,9 ppm, respectivamente), moderados de Cr y Ni (7-794 ppm y 7-64 ppm, respectivamente) y bajos en Th (0,1-1,2 ppm; generalmente <0,5 ppm). En diagramas binarios de variación, estas metabasitas muestran un aumento variable en SiO_2 , álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Al_2O_3 , CaO, Cr y Ni con la disminución en MgO (Fig. 3.26). TiO_2 y FeO^*_T aumentan ligeramente en las rocas menos fraccionadas, hasta decrecer en las más fraccionadas. Estas tendencias pueden ser atribuidas a la fraccionación de olivino y Cr-espinela, plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. En el diagrama FeO^*/MgO vs. SiO_2 , estas rocas presentan una gran dispersión y caen tanto en el campo toleítico como en el calco-alcalino, en campos de basaltos/andesitas ricos en MgO y boninitas, por lo que existen distintas series magmáticas con un diferente enriquecimiento en Fe. Presentan valores de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ muy variables (0,3-7,4), característicos tanto de las series toleíticas como de las calco-alcalinas (Fig. 3.27).

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Figs. 3.28 y 3.29), las metabasitas de la Unidad de La Cuaba se caracterizan generalmente por un aumento variable de los LILE (Rb, Ba, Th, U, K, Pb y Sr), Th y LREE (La-Nd), con respecto a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, típico de magmas relacionados con subducción. Consistentemente, presentan una anomalía negativa variable de Nb y

Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano o ligeramente empobrecido. Las abundancias absolutas de HREE varían entre 0,1 y 1 x N-MORB. Estas características son típicas de IAT (Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995), aunque existe un grupo de anfibolitas con un patrón de REE plano, sin anomalías negativas de Nb y Ti, y con mayores abundancias absolutas (1-3 x N-MORB).

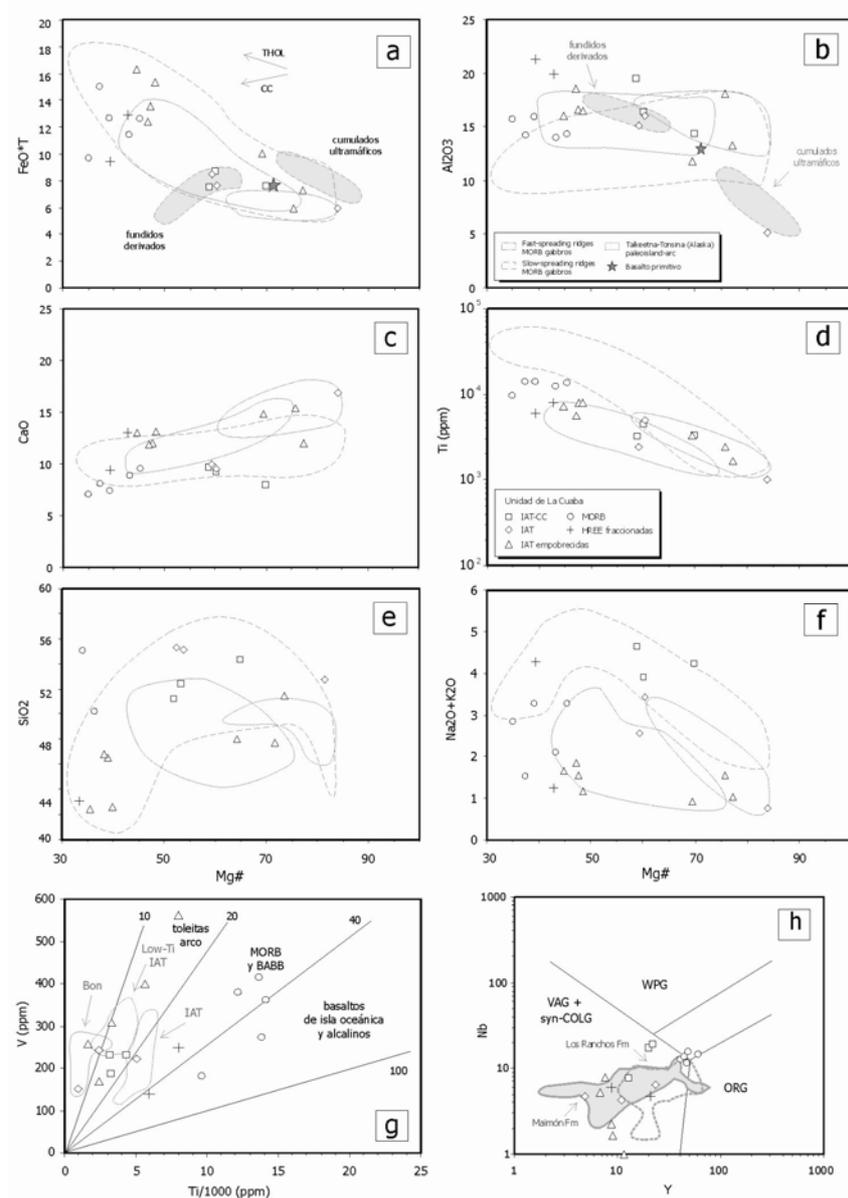


Fig. 3.26. (a-f) Diagramas de FeO^*_T , Al_2O_3 , CaO (wt%), Ti (ppm), SiO_2 y álcalis (wt%) vs. Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cuba. Se muestran los campos composicionales de los gabros MORB de zonas de dorsal rápidas y lentas, y de los gabros del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska), así como los campos composicionales de los datos experimentales, cumulos ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener *et al.* (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas ($P=1,2$ GPa y $\sim 3\%$ H_2O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB. (g) Diagrama Ti-V (Shervais, 1982). (h) Diagrama Y-Nb (Pearce *et al.*, 1984)

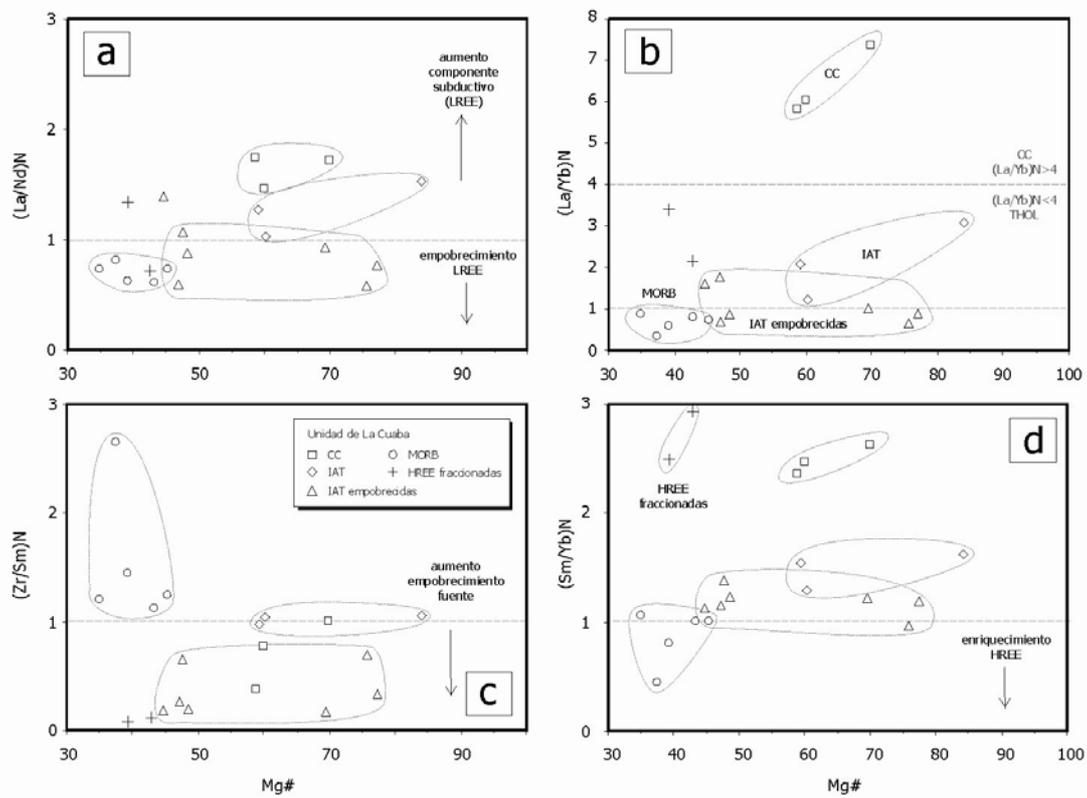


Fig. 3.27. Diagramas de $(La/Nd)_N$, $(La/Yb)_N$, $(Zr/Sm)_N$ y $(Sm/Yb)_N$ vs. Mg#, para las rocas de la Unidad de La Cuaba

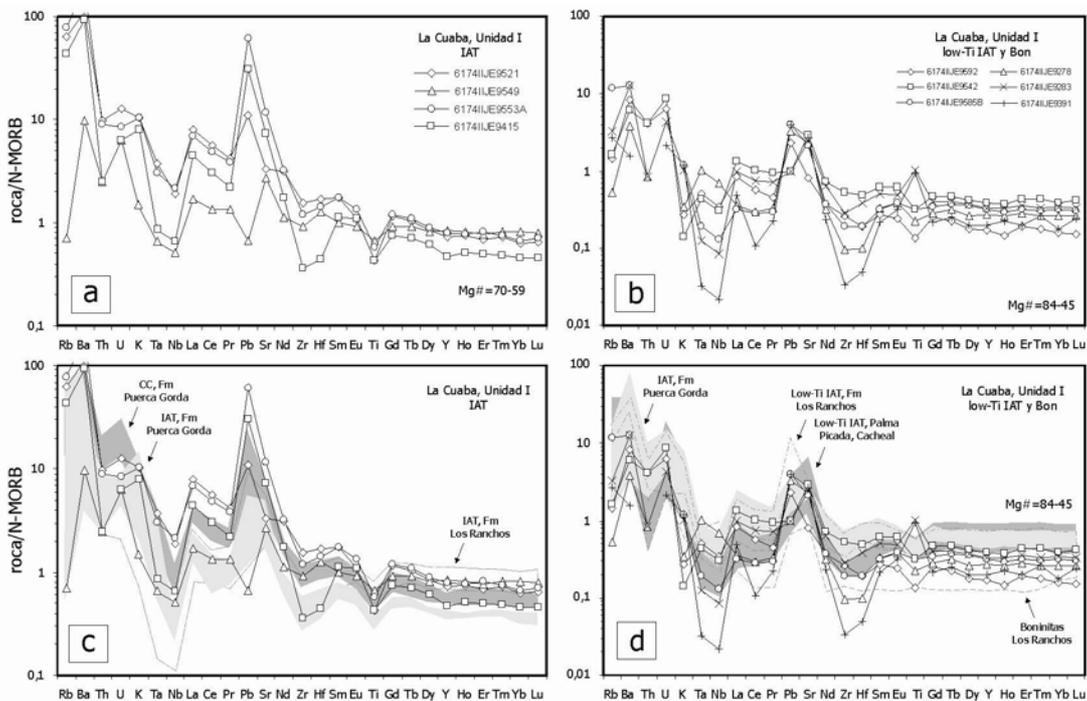


Fig. 3.28. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba

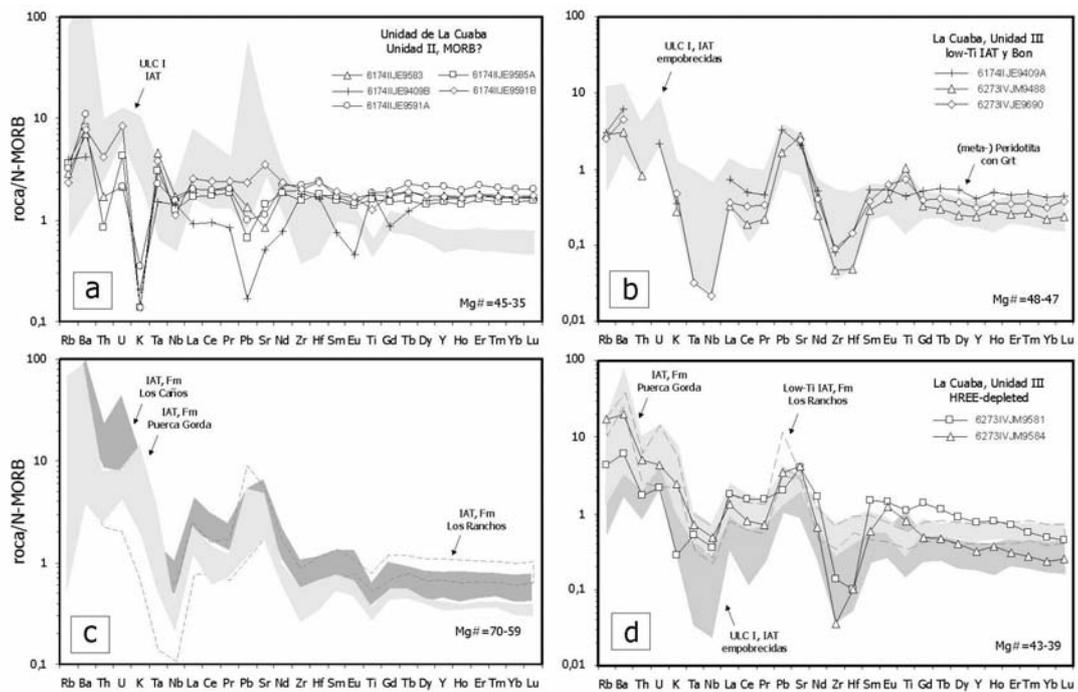


Fig. 3.29. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de la Unidad de La Cuaba

Los contenidos en Ti, Th y LREE, el patrón de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.30), y los valores en las relaciones $(La/Yb)_N$, Zr/Hf y Zr/Nb , permiten distinguir cinco grupos geoquímico-composicionales de rocas metabásicas en la Unidad de La Cuaba, aunque posiblemente exista entre ellos una gradación. Estos grupos son: (1) metabasitas de afinidad de arco isla (IAT), (2) metabasitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, (3) metabasitas de afinidad calcoalcalina, (4) metabasitas de afinidad MORB, y (5) metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas. Otros grupos litológicos relacionados con la Unidad de La Cuaba son las peridotitas y serpentinitas.

Metabasitas de afinidad de arco isla. Son anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota, a menudo de aspecto bandedo ortognéisico (metagabros/metadioritas), típico de la unidad (5). Presentan composiciones poco fraccionadas ($Mg\#=84-59$), con contenidos en TiO_2 , Zr y Nb de 0,17-0,8 wt%, 19-69 ppm y 0,7-1,2 ppm, respectivamente, para rangos relativamente altos de MgO (5,8-9,6 wt%); los contenidos en Cr (157-794 ppm) y Ni (7,2-14 ppm) son relativamente altos y presentan una concentración en Th relativamente baja (0,3-0,5 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial, se caracterizan por una distribución de marcada pendiente negativa ($[La/Yb]_N=1,2-3,0$), con un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,0-1,5$), marcadas anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,2-0,4$) y Ti,

ausencia de anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,9-1,0$), y HREE planas o muy empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,1-1,6$). Los bajos contenidos en Ti y la baja abundancia absoluta de REE (1-6 x PM) sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido, a la que se añade una componente subductiva. El ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Yb]_N < 4$) es típico de magmas de arco toleíticos.

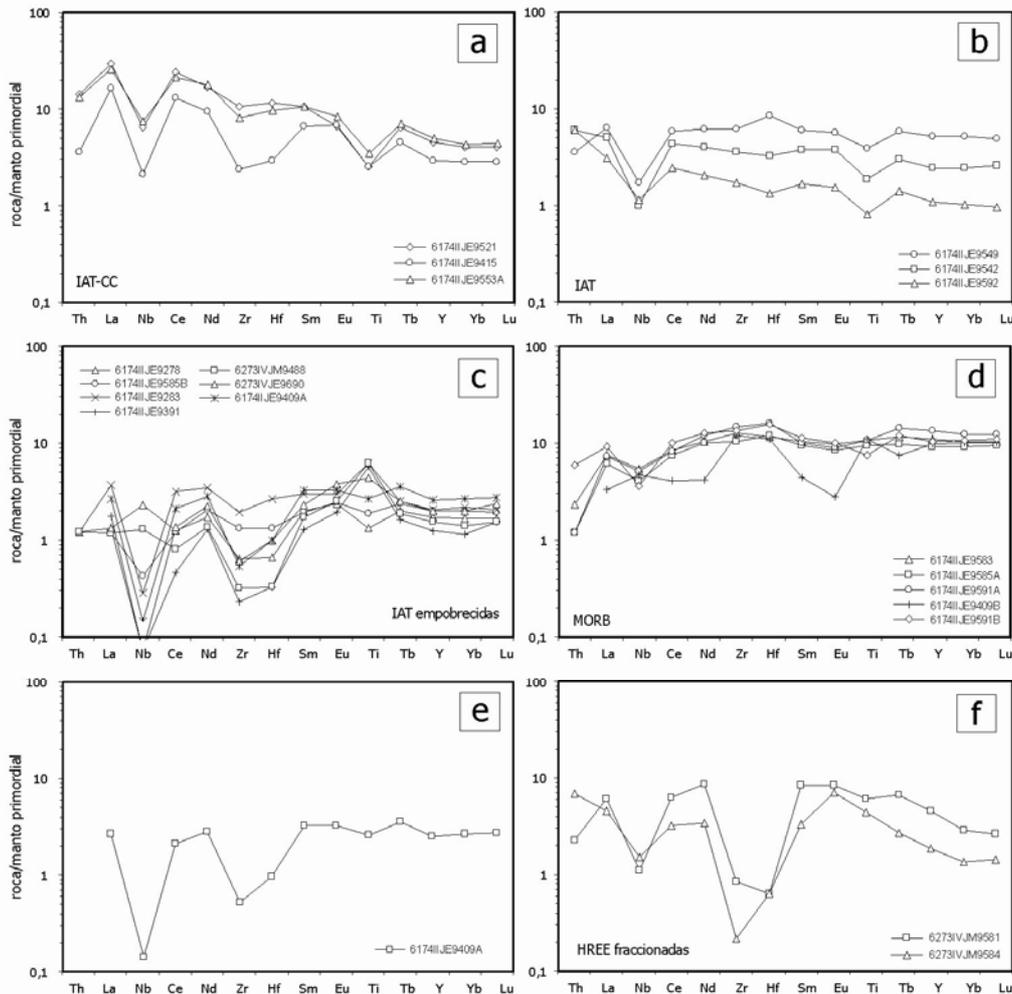


Fig. 3.30. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de la Unidad de La Cuaba

Metabasitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE. Se trata de anfibolitas con anfíbol cálcico y epidota, metagabros y metadioritas bandeadas (ortognéisicos) de los niveles estructurales bajos de la unidad (5), y metagabros con granate y anfíbol de la unidad (4) del sector de la loma Guaconejo; la muestra 6174IIJE9409A (metaperidotitas con granate) también se incluye en este grupo.

Estas rocas presentan composiciones de poco a moderadamente fraccionadas ($Mg\#=77-45$), con un contenido en TiO_2 de 0,3-1,2 wt%, inferior al del grupo I para rangos similares de $Mg\#$. Para contenidos altos en MgO (6,0-13,4 wt%), los contenidos en Zr y Nb son de 2,5-21 ppm y 0,05-0,9 ppm (1,6 ppm en una muestra posiblemente contaminada), respectivamente. Los contenidos en Cr (7-602 ppm) y Ni (2,7-25,4 ppm) son ligeramente mayores que los de las muestras del grupo I, en tanto que los de Th son muy bajos ($<0,1$ ppm), frecuentemente por debajo del límite de detección.

Respecto al manto primordial, presentan un patrón de menor pendiente negativa e incluso positiva ($[La/Yb]_N=0,6-1,7$), un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,6-1,1$) y HREE planas o ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,0-1,4$), con fuertes anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,1-0,3$, en las rocas claramente sin contaminación), y anomalías ligeramente negativas o positivas en Ti. Los bajos contenidos en TiO_2 y los absolutos de REE, junto con las anomalías negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,2-0,6$), sugieren una fuente mantélica más empobrecida que en el grupo I. El menor contenido en Th y LREE (La-Nd) indica una menor componente subductiva. Estas rocas son muy similares a las IAT pobres en Ti y LREE de la Fm Los Ranchos (Cordillera Oriental).

Metabasitas de afinidad calcoalcalina. Son anfibolitas con anfíbol cálcico (\pm epidota) y metagabros/metadioritas menos deformados, de los niveles estructurales altos de la unidad (5). Presentan composiciones poco fraccionadas ($Mg\#=70-59$).

Los contenidos en TiO_2 , Zr y Nb son de 0,5-0,7 wt%, 28-116 ppm y 1,5-5,1 ppm, respectivamente, para valores altos en MgO (5,6-9,8 wt%). Los contenidos en Cr (68-458 ppm) y Ni (13-64 ppm) son relativamente altos y los de Th, relativamente bajos (0,3-1,2 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.30), se caracterizan por una distribución de marcada pendiente negativa ($[La/Yb]_N=5,8-7,4$), con un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,4-1,7$), marcadas anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,3-0,4$) y Ti, una variable anomalía negativa en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,4-1,0$), y HREE empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=2,3-2,6$). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido, con una componente añadida subductiva. El marcado enriquecimiento en LREE ($[La/Yb]_N>4$) es típico de magmas calco-alcalinos.

Metabasitas de afinidad MORB. Se trata de anfibolitas con anfíbol pargasítico y rutilo de la unidad (5). Los protolitos máficos constituyen magmas fraccionados ($Mg\#=45-35$), siendo a menudo términos evolucionados ricos en Fe-Ti ($FeO_T > 14$ wt%).

Con respecto a los grupos anteriores, presentan contenidos relativamente altos en TiO_2 (1,6-2,4 wt%) y bajos en CaO (6,9-9,3 wt%), para valores relativamente bajos de MgO (2,9-5,9 wt%). Contienen 116-161 ppm de Zr y 2,6-3,9 ppm de Nb, así como 0,1-0,5 ppm de Th. Los elementos traza más compatibles muestran un rango de contenidos más restringido, con 7-82 ppm de Cr y 1,9-9,7 ppm de Ni. Presentan un patrón de REE de pendiente positiva ($[La/Yb]_N=0,3-0,8$), con un empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,6-0,8$), pequeñas anomalías en Nb ($Nb/Nb^*=0,5-1,8$), ausencia de anomalías de Zr-Hf (excepto en la muestra 6174IIJE9409B), con $[Zr/Sm]_N=2,6$, y HREE planas ($[Sm/Yb]_N=0,8-1,0$). Las abundancias en HREE de 8-14xPM (manto primitivo) son superiores a las de los grupos anteriores. Estas características son típicas de los basaltos N-MORB (Fig. 3.27; Sun y McDonough, 1989; Perfit *et al.*, 1994) y sugieren una fuente para los protolitos dominada por un manto empobrecido, aparentemente sin influencias de subducción.

Metabasitas empobrecidas con HREE fraccionadas. Son metagabros y metadioritas, frecuentemente de aspecto gnéisico bandeado, correspondientes a los niveles estructurales bajos de la unidad (3), y compuestas por una asociación mineral con granate, pargasita, epidota y rutilo (\pm plagioclasa). Estas rocas presentan composiciones fraccionadas ($Mg\#=43-39$).

Para contenidos bajos en MgO (3,4-5,4 wt%), los valores de TiO_2 , Zr y Nb son de 1,0-1,3 wt%, 2,5-9,8 ppm y 0,8-1,1 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (6-7 ppm) y Ni (1,0-1,4 ppm) son muy bajos, así como los de Th (0,2-0,6 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.30), se caracterizan por una distribución de marcada pendiente negativa ($[La/Yb]_N=2,1-3,4$) con un ligero enriquecimiento o empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,7-1,3$), anomalías negativas de Nb ($Nb/Nb^*=0,3$) pero no de Ti, una fuerte anomalía negativa en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,06-0,1$), y HREE empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=2,5-2,9$). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido con granate residual que fraccionaría las HREE, a la que se añadirían componentes procedentes de la lámina que subduce. El enriquecimiento en LREE es moderado ($[La/Yb]_N < 4$) y más típico de las series magmáticas toleíticas.

Peridotitas y piroxenitas con granate. En la subida a la loma de Quita Espuela por su vertiente norte e incluidas en la unidad (2), se han encontrado rocas ultramáficas metamorizadas en condiciones de alta-P, similares a los bloques rodados de peridotitas y piroxenitas con granate descritos por Abbott *et al.* (2006 y 2007) y Hattori *et al.* (2009). Para ser un cumulado peridotítico mantélico, la muestra estudiada (6174IIJE9409A) posee un Mg# bajo (69) y contenidos altos en CaO (14,8 wt%). Su patrón de REE extendido (Fig. 3.29) es similar a las metatoleítas de arco isla pobres en Ti y LREE, con un enriquecimiento de LILE respecto a HFSE y HREE, sugiriendo que se trata de magmas máficos de arco, aunque los protolitos (cumulados) fueron metamorizados en condiciones eclogíticas.

Hattori *et al.* (2009, 2010) describen peridotitas con granate compuestas por granate con coronas quelífticas, clinopiroxeno parcialmente anfibolitizado, olivino parcialmente serpentizado y espinela alumínica. Según estos autores, las peridotitas están poco hidratadas (<5% H₂O) y son pobres en Cr (<1200 ppm), Ni (<700 ppm) y PGE del grupo del Ir (Ir <1,0 ppb, Ru=0,7 ppb y Os=1,0 ppb), indicando que son cumulados de un fundido máfico, ya que estos elementos se quedan en el residuo durante los procesos de fusión parcial. Un origen cumulado es consistente con el bajo contenido en Mg del olivino (Fo₇₄₋₈₃) comparado con el de los olivinos de las peridotitas mantélicas. Estos autores también presentan diagramas de elementos trazas extendidos, en los que estas rocas muestran una signatura subductiva: alta concentración en LILE, tales como Sr, U y Pb, y bajos contenidos en HFSE, como Nb y Zr, indicando una formación de los magmas parentales relacionada con subducción.

Dichos autores incluyen análisis de granos de clinopiroxeno mediante Laser Ablation High Resolution ICP-MS, representativos de las wherlitas y clinopiroxenitas con granate. Los datos muestran un patrón de REE normalizado de pendiente negativa, con bajos contenidos en LREE (0,1-0,3 x PM) y concentraciones similares de MREE y HREE (1-2 x PM). Ambos patrones muestran también bajos contenidos en Nb y Zr, y altos en elementos móviles en fluidos, con HREE e Y, sin anomalías entre las dos muestras. Como estos elementos tienden a incorporarse en el granate, la ausencia de anomalías indica una cristalización temprana del clinopiroxeno y la posterior del granate a alta-P. A favor de esta interpretación están los maclados del clinopiroxeno y las exoluciones preservadas, que sugieren un origen magmático. Dichos autores concluyen que los cumulados ricos en clinopiroxeno se formaron en un nivel cortical relativamente superficial en la cuña de manto suprasubducción, y fueron

posteriormente arrastrados al plano de subducción por el flujo del manto, donde fueron metamorfizados a alta-P, con formación del granate en el canal de subducción.

Peridotitas y Serpentinitas. Hacia la base estructural de la Unidad de La Cuaba aparecen lentejones y bandas de harzburgitas variablemente serpentinizadas y serpentinitas foliadas. Recientemente, Namur *et al.* (2008 y 2010) incluyen datos químico-composicionales de las serpentinitas que, según estos autores, fueron protruidas en la Zona de Falla Septentrional. Sin embargo, la situación geográfica de las muestras, en el río Cuevas y en la cantera de peridotitas situada al SE de Los Pomitos, en la carretera a Peña Vieja, no se corresponden con la Zona de Falla Septentrional.

Mineralógicamente, las serpentinitas de la Zona de Falla Septentrional contienen proporciones variables de lizardita, magnetita, talco, tremolita y clorita, con relictos de la mineralogía primaria de olivino ($Fo_{90,8}$), ortopiroxeno ($En_{91,3}$) y cromo-espinela. En relación con la geoquímica de roca total, las serpentinitas muestran en un diagrama normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.30) un contenido bajo en Ti y Al, indicativo de un origen en la cuña de manto refractaria. Saumur *et al.* (2007) aportan datos composicionales que sugieren un menor empobrecimiento general de las serpentinitas de la Mélange de Jagua Clara con respecto a las de la Zona de Falla Septentrional. Según estos autores, las serpentinitas de varias áreas muestran un alto contenido en MgO (35-40 wt%), Cr (>2.600 ppm), Ni (2.100-3.000 ppm) y PGE del grupo del Ir, como Ir (2,9-6,2 ppb) y Ru (6,0-12,0 ppb). Son pobres en CaO (<0,8wt%), Al_2O_3 (<3 wt%) y TiO_2 (<0,07 wt%).

En un diagrama normalizado respecto al manto primordial, las serpentinitas de la Zona de Falla Septentrional muestran una distribución de ligera pendiente negativa de elementos del grupo de platinoides (PGE), con un empobrecimiento en el grupo de Pt-PGE y valores altos de la relación Ir-PGE/Pt-PGE, pero relativamente bajos de Os+Ir+Ru, que establecen un origen a partir de un manto residual (Saumur *et al.*, 2007 y 2010). Esto es consistente con el empobrecimiento que presentan de elementos litófilos incompatibles con respecto al manto primordial, particularmente Ti y Al, así como de LREE ($La=0,02 \times PM$), HFSE y HREE (<0,01 $\times PM$). A diferencia de las serpentinitas de la Mélange de Jagua Clara y del macizo de Gaspar Hernández, las serpentinitas de la Zona de Falla Septentrional presentan valores más bajos de la relación Al/Si (<0,02), que indican su carácter residual. Por tanto, las serpentinitas relacionadas con la Unidad de La Cuaba constituyen serpentinitas del *forearc*,

fuertemente empobrecidas por los procesos de fusión para formar los magmas de arco. Como las serpentinitas de la Zona de Falla del Camú muestreadas en el sector del Complejo de Puerto Plata, aparentemente no han desarrollado asociaciones de alta-P.

3.2.2. Esquistos de Puerca Gorda

3.2.2.1. Basaltos/metabasaltos con orto y clinopiroxeno porfídicos

Los Esquistos de Puerca Gorda muestreados para el estudio geoquímico han sido basaltos y metabasaltos porfídicos poco o nada deformados, así como algún dique dolerítico o microgabroico. Los basaltos/metabasaltos poseen un rango composicional de contenidos en SiO_2 de 45,0-57,3 wt% (Anexo I), para valores altos en MgO (4,5-14,3 wt%, promedio 8,4 wt%) y bajos en TiO_2 (0,3-0,8 wt%, promedio 0,5 wt%). La muestra 6174IIJE9276 es de un dique andesítico ($\text{SiO}_2=60,3$ wt%) de menor contenido en Mg= (3,0 wt%), más evolucionado. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 , (Fig. 3.31a) estos esquistos son subalcalinos y se clasifican como basaltos andesíticos y andesitas.

En conjunto, se trata de metabasaltos derivados de magmas magnesianos poco fraccionados ($\text{Mg}\# = 77-58$), con contenidos bajos en Zr y Nb (20-90 ppm y 0,5-1,7 ppm, respectivamente) y altos en Cr (55-1000 ppm; una muestra, 315 ppm), Ni (27-177 ppm) y Th (0,1-2,5 ppm). En diagramas binarios de variación (no mostrados), estas rocas muestran un aumento en SiO_2 , álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con la disminución en MgO; TiO_2 , Fe_2O_{3T} y Al_2O_3 aumentan ligeramente en las rocas menos fraccionadas (CaO desciende), hasta decrecer en las rocas más fraccionadas. Estas tendencias pueden ser atribuidas a la fraccionación de olivino y Cr-espinela, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, compatible con la naturaleza de los fenocristales relictos de orto y clinopiroxeno, así como a la fraccionación más tardía de la plagioclasa. En el diagrama FeO^*/MgO vs. SiO_2 , se proyectan generalmente en el campo calco-alcalino, en campos de basaltos/andesitas ricas en MgO y boninitas (Fig. 3.31b-c), a lo largo de una tendencia calco-alcalina pobre en Fe. Presentan valores de $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,6-4,5$, muy variables, característicos de las series toleíticas y calco-alcalinas.

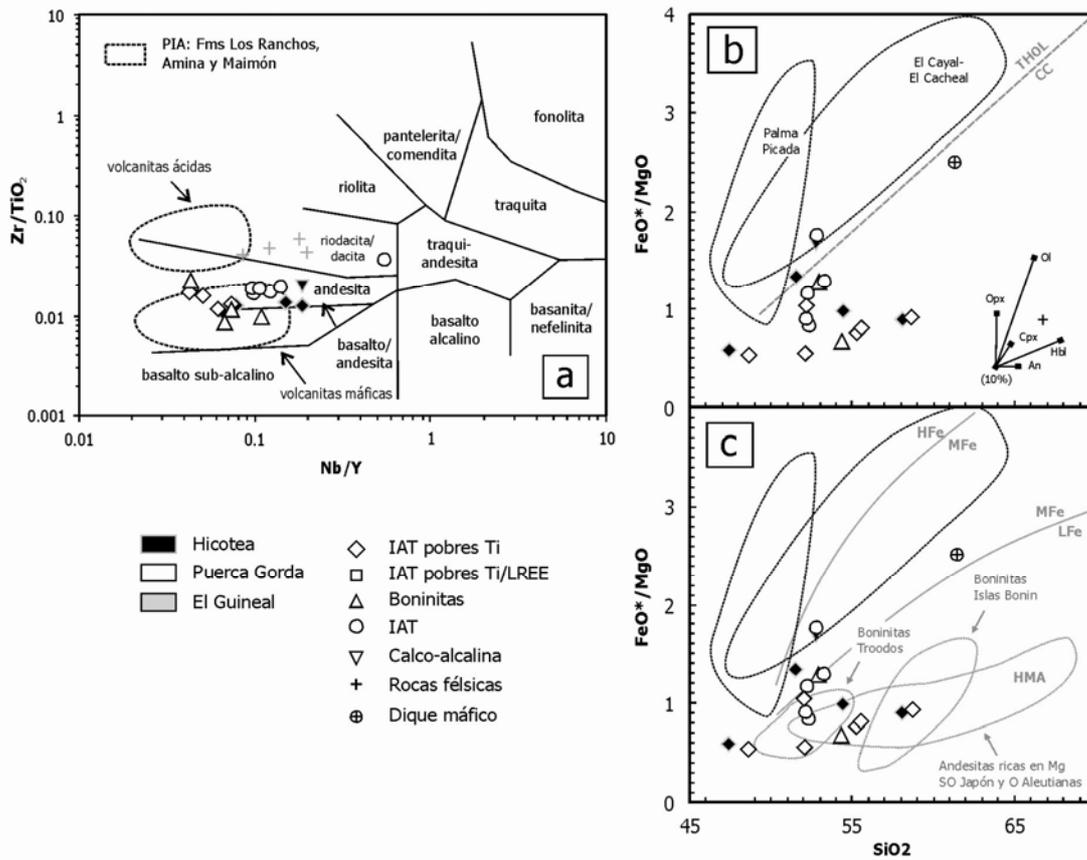


Fig. 3.31. Características geoquímicas de los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal. (a) Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales de las rocas volcánicas máficas y ácidas del primitivo arco isla Caribeño (PIA); (b-c) Covariación de SiO₂ y FeO*/MgO para las metabasitas, comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO del SO de Japón y O de Aleutianas, y los campos composicionales de las boninitas de Troodos e Islas Bonin. Se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb) y plagioclasa (An₈₀), determinados para una composición andesítica magnesiana promedio, y los límites entre los campos toleítico y calco-alcalino, así como los de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe (Arculus, 2001)

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.32), los Esquistos de Puerca Gorda se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, K, Pb y Sr), Th y LREE (La-Nd), relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, típico de magmas relacionados con subducción. Además, presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto a Th y La) y un patrón de HREE plano o ligeramente empobrecido, con abundancias absolutas de 0,4-0,7 (xN-MORB). Estas características, junto a los altos valores de las relaciones LREE/HFSE (p.e. La/Nb y Sm/Zr), son típicas de IAT (Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995). Sin embargo, los contenidos en Ti, Th y LREE, los valores en las relaciones (La/Yb)_N, Zr/Hf y Zr/Nb, y el patrón de REE extendido normalizado respecto al manto primordial, permiten distinguir tres tipos composicionales, aunque posiblemente exista entre ellos

una gradación composicional: toleítas de arco isla (IAT), o grupo I; toleítas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; y boninitas, o grupo III (Fig. 3.33).

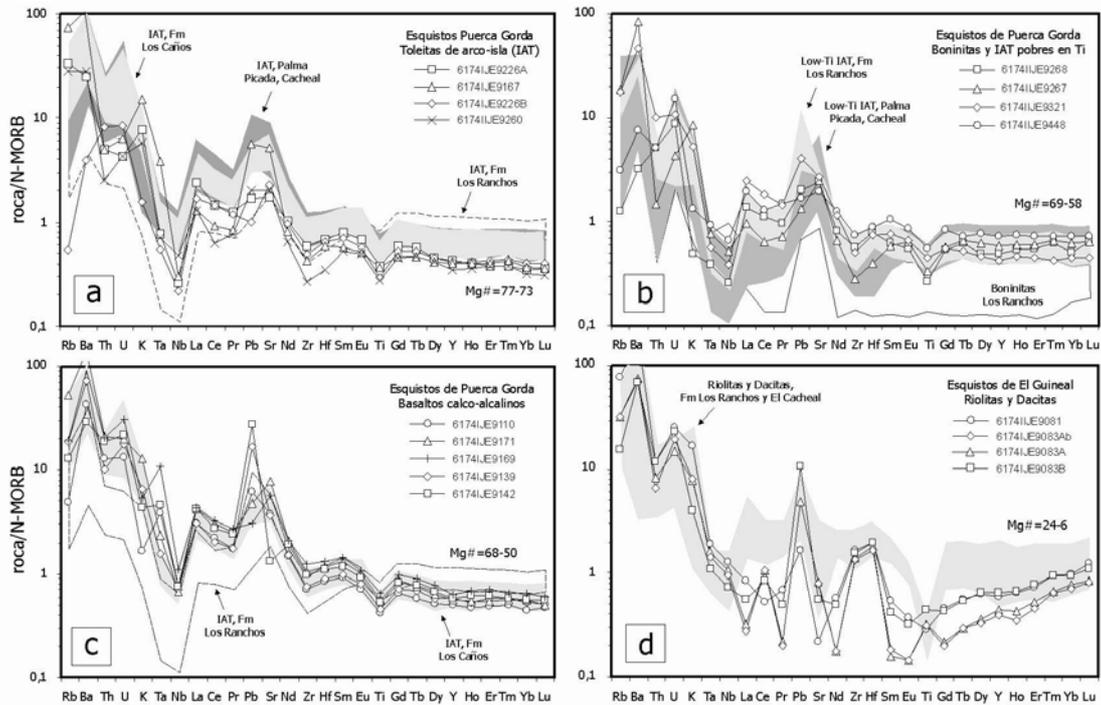


Fig. 3.32. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal

Toleítas de arco isla (IAT). Presentan composiciones de poco a moderadamente fraccionadas ($Mg\# = 68-50$), con contenidos en TiO_2 , Zr y Nb de 0,5-0,8 wt%, 51-90 ppm y 1,5-2,5 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (62-445 ppm) y Ni (27-74 ppm) son inferiores a los de las muestras de los grupos II y III, en tanto que los de Th son relativamente altos (1,2-2,5 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.34), se caracterizan por una distribución de pendiente negativa ($[La/Yb]_N = 3,4-4,5$), con un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N = 1,3-1,5$), marcadas anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^* = 0,1-0,2$) y Ti, y positivas en Th, sin anomalías en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N = 0,9-1,0$), y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N = 1,8-2,3$). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido. Son muy similares a las IAT de la Fm Los Ranchos (Fig. 3.32).

Toleítas de arco isla empobrecidas en Ti. Tienen una composición de mayor $Mg\#$ (77-63) que las IAT del grupo I, con un contenido en TiO_2 de 0,4-0,5 wt%, inferior al grupo I. Los contenidos en Zr y Nb son de 32-44 ppm y 0,5-0,9 ppm, respectivamente, y los

de Cr (350-1.006 ppm) y Ni (49-200 ppm) son mayores que los de las muestras del grupo I, en tanto que los contenidos en Th son relativamente intermedios (0,6-1,2 ppm). Respecto al manto primordial (Fig. 3.34), presentan un patrón de menor pendiente negativa ($[La/Yb]_N=1,6-4,0$), un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,0-1,5$) y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,4-2,2$), con anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,1-0,3$) y Ti. Los contenidos bajos en TiO_2 y HREE absolutos, junto a las anomalías negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,7-0,8$), sugieren una fuente algo más empobrecida que la del grupo I. El menor contenido en Th y LREE (La-Nd) indica una menor componente subductiva. Estas rocas son muy similares a las IAT pobres en Ti y LREE de la Fm Los Ranchos (Fig. 3.37).

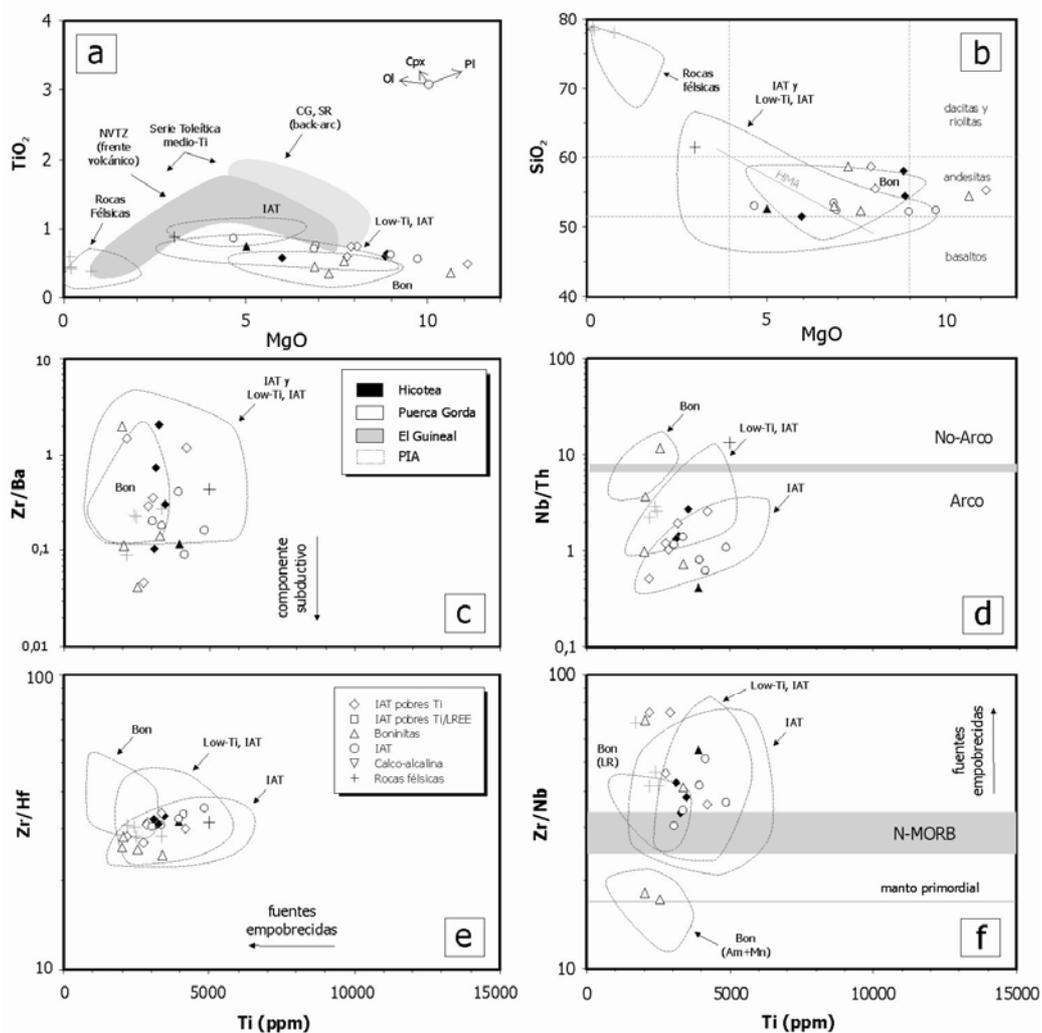


Fig. 3.33. (a-b) Diagramas de TiO_2 y SiO_2 vs. MgO para los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal, mostrando los campos composicionales de los grupos geoquímicos distinguidos en la Fm Los Ranchos: IAT, toleítas de arco isla; Low-Ti IAT, toleítas de arco isla pobres en Ti (Zr y LREE); Bon, boninitas; (c-f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb vs. Ti (ppm) para los esquistos de Puerca Gorda y El Guineal, mostrando también los campos composicionales de la Fm Los Ranchos

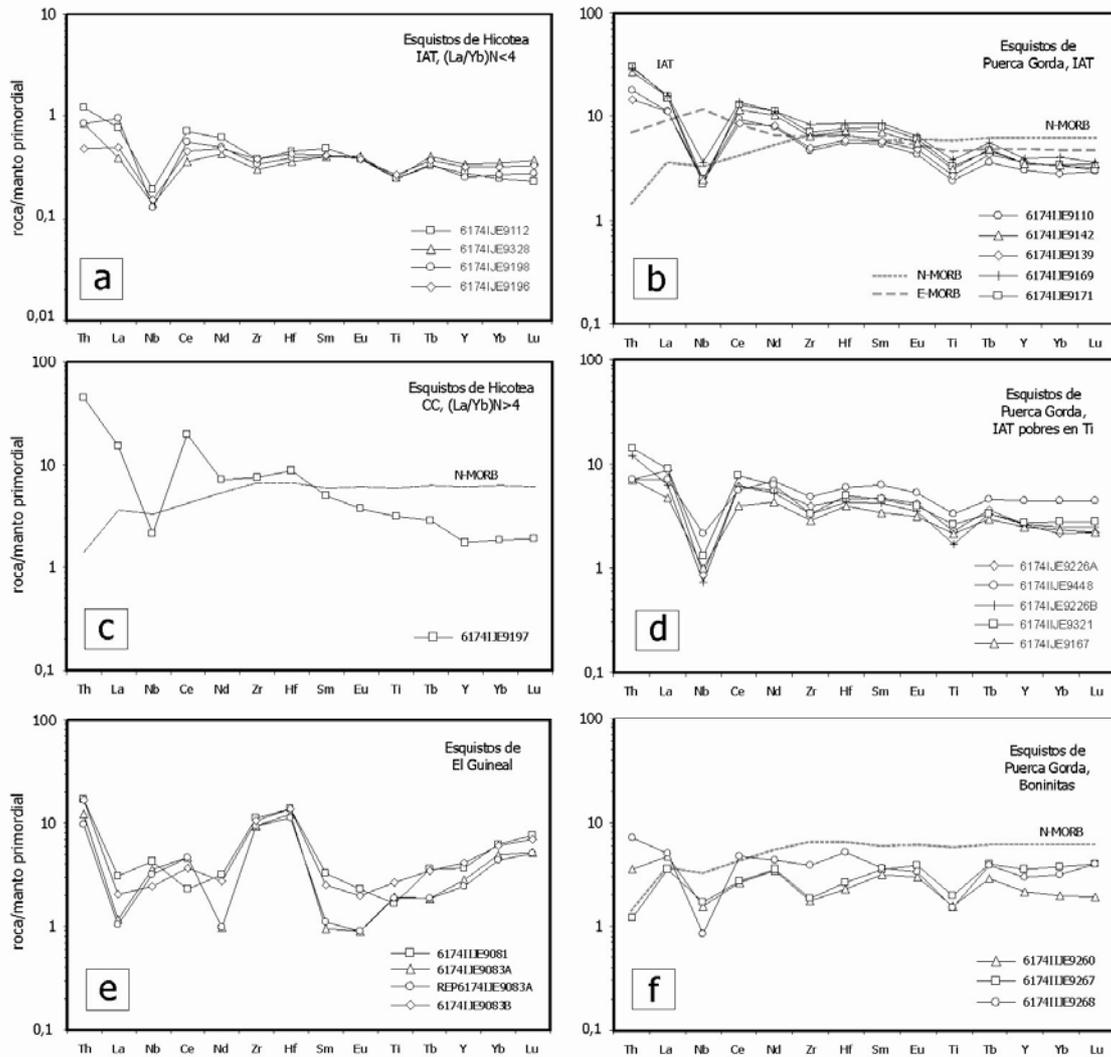


Fig. 3.34. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de los Esquistos de Puerca Gorda (b, d, f) y El Guineal (e).

Boninitas. Presentan contenidos de SiO₂>53 wt% (53-59), TiO₂<0,5 wt% (0,3-0,5) y MgO<7-8% wt (6,7-10,1), encajando en la definición de boninitas de Crawford *et al.* (1989); sin embargo, las muestras están alteradas y los elementos mayores posiblemente movilizados, por lo que los elementos inmóviles resultan en este caso más fiables. Poseen un alto Mg# (73-58), típico de magmas primitivos, un contenido en TiO₂<0,5, inferior a los otros grupos, y contenidos en Zr y Nb de 20-42 y 0,6-1,2 ppm, respectivamente, así como contenidos de Cr (55-910 ppm) y Ni (16-70 ppm) similares o inferiores a los de las muestras del grupo I, en tanto que los de Th son relativamente bajos (0,1-0,6 ppm). Presentan una baja abundancia de HREE (0,4-0,6xN-MORB), que sugiere una fuente muy empobrecida, así como un patrón normalizado respecto al manto primordial, plano (Fig. 3.34) o de menor pendiente negativa que los otros grupos ([La/Yb]_N=0,9-2,4), una distribución plana o ligeramente empobrecida en LREE

($[\text{La}/\text{Nd}]_N=1,0-1,4$), HREE ligeramente empobrecidas o enriquecidas ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,9-1,6$) y una marcada anomalía negativa en Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0,1-0,9$), Ti y Zr-Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=0,5-1,0$). La ligera distribución en “U” de REE y la baja relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,5-0,9) son características de las boninitas pobres en Ca (Crawford *et al.*, 1989; Falloon y Crawford, 1991; Stern y Bloomer, 1992). El bajo valor del contenido en TiO_2 , así como los de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y la abundancia en HREE, son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas empobrecidas. Composicionalmente, estas rocas son similares a las boninitas de las Fms. Los Ranchos, Amina y Maimón de las cordilleras Oriental y Central.

3.2.2.2. Interpretación de la unidad y correlaciones

Las muestras de los Esquistos de Puerca Gorda han sido comparadas entre sí y con respecto a grupos composicionales análogos definidos en la Fm Los Ranchos, mediante una selección de diagramas de discriminación paleotectónica (Fig. 3.35). En el diagrama Ti vs. V, las metabasitas de los grupos I y II presentan valores de la relación $\text{Ti}/\text{V}=10-16$, similares a las IAT pobres en Ti de la Fm Los Ranchos y las boninitas, con relaciones condriticas (~ 10) análogas a las rocas boniniticas de dicha unidad. En el diagrama Nb-Hf-Th, las metabasitas se proyectan en el campo de los márgenes de placa destructivos, extendiéndose por los campos toleítico y calco-alcalino, reflejando la amplitud de la anomalía negativa en Nb y el enriquecimiento en Th. En el diagrama Nb-Y-Zr, las metabasitas se extienden lejos del vértice Zr, dentro del campo de arco volcánico, ordenándose los tipos composicionales en función de la proximidad al vértice Y, y siendo en parte coincidentes con el campo de la Fm Los Ranchos. Los diagramas del “índice de subducción” y del “índice de empobrecimiento” de la fuente mantélica, permiten sin embargo establecer similitudes entre los grupos composicionales de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Puerca Gorda.

3.2.3. Esquistos de El Guineal

3.2.3.1. Metadacitas y metarriolitas

En los esquistos cuarzo-feldespáticos de El Guineal es frecuente observar porfiroclastos milimétricos de cuarzo y, menos abundantes, de feldespatos, que se interpretan como relictos de fenocristales de la roca volcánica-subvolcánica ácida original y permiten proponer protolitos dacíticos y riolíticos porfídicos para la unidad.

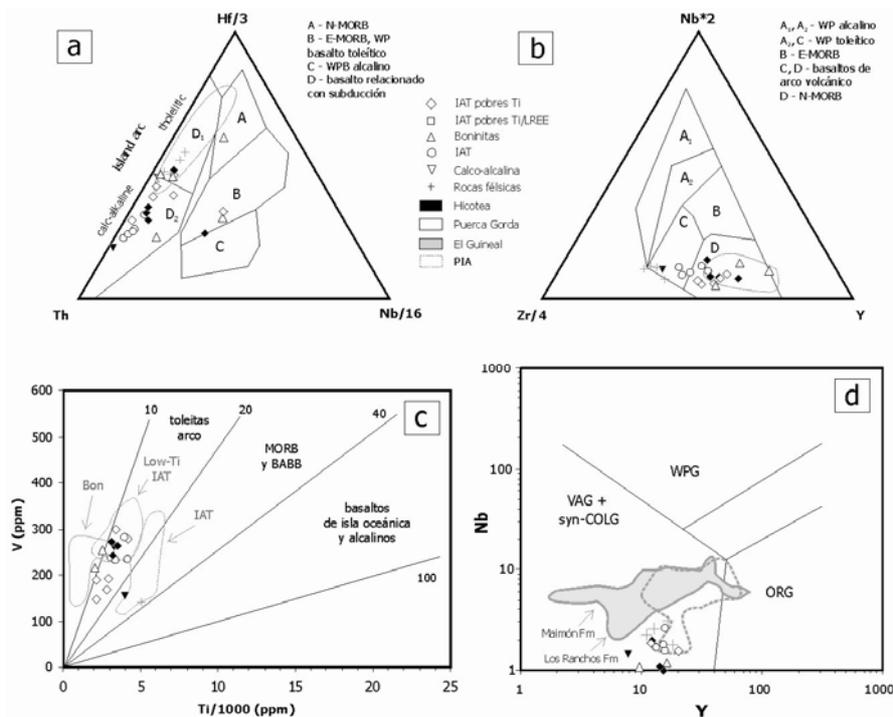


Fig. 3.35. Características geoquímicas de los esquistos de Puerca Gorda y El Guineal. (a-b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Ti-V de Shervais (1982); (d) Diagrama Y-Nb de Pearce (1983)

Los Esquistos de El Guineal muestreados son clasificados como dacitas y riolitas en el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Fig. 3.31). Estas metavolcanitas ácidas presentan contenidos en SiO₂ de 76,2-77,0 wt% (Anexo I) y de 12,6-14,4 wt% en Al₂O₃, para contenidos consistentemente muy bajos en MgO (0,15-0,7 wt%) y bajos en Fe₂O₃ (2,8-4,5 wt%). Los protolitos fueron magmas muy diferenciados (Mg#=24-6), pobres en K₂O (0,6-2,4 wt%), TiO₂ (0,3-0,5 wt%), P₂O₅ (<0,1 wt%) y Zr (101-124 ppm). Estas meta-riolitas son distinguibles de las típicas rocas ácidas calco-alcálicas por los menores valores de la relación CaO/CaO+Na₂O (<0,1). Presentan valores muy bajos de la relación (La/Yb)_N=0,2-0,5 y además carecen del típico enriquecimiento en LREE de las rocas ácidas calco-alcálicas, siendo interpretadas como de afinidad toleítica.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.32), los Esquistos de El Guineal se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, K y Pb, pero no de Sr) y Th, respecto a las LREE (La-Nd) y a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE. No presentan una clara anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al La). La abundancia absoluta de REE es muy baja (<1,0xN-MORB), implicando una fuente muy empobrecida. En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.34), se caracterizan por una distribución de pendiente positiva ([La/Yb]_N<1), con un ligero empobrecimiento o

enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,7-1,2$), fuertes anomalías positivas en Zr, Hf ($[Zr/Sm]_N=3,4-9,8$) y Th, así como negativas débiles de Nb ($Nb/Nb^*=0,4-1,2$) y Eu, y HREE fuertemente enriquecidas ($[Sm/Yb]_N=0,2-0,5$). La distribución en "U" de REE y la baja relación CaO/Al_2O_3 (0,5-0,9) son características de las boninitas pobres en Ca (Crawford *et al.*, 1989; Falloon y Crawford, 1991; Stern y Bloomer, 1992). Los bajos contenidos en TiO_2 , de los valores de la relación CaO/Al_2O_3 , ($<0,01$) y de abundancias en HREE, son compatibles con una fuente empobrecida.

Este grupo de rocas ácidas no posee las características de los magmas producto de la fusión parcial de rocas máficas infracorticales o de la lámina que subduce (adakitas). Composicionalmente, estas metavolcanitas ácidas parecen términos composicionales muy diferenciados de magmas boniníticos. La fuerte anomalía positiva de Zr-Hf sugiere un enriquecimiento de la fuente desde una componente subductiva, si bien puede ser producto de una extensa diferenciación magmática. Aunque la composición de elementos mayores de estas rocas es similar a la de los plagiogranitos formados en centros de apertura oceánica (ORG), en los diagramas de discriminación tectónica (Fig. 3.35) las muestras caen en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG; Pearce *et al.*, 1984). La afinidad VAG es compatible con la anomalía negativa en Nb en los diagramas multielementales, característica de magmas de zonas de subducción.

Considerados en conjunto, los diversos grupos geoquímicos de rocas metavolcánicas máficas reconocidos en el Complejo de Río San Juan se relacionan con el magmatismo máfico toleítico, boninítico, ligeramente calco-alcalino y ácido dacítico-riolítico, del arco isla Caribeño. Desde un punto de vista geoquímico existe una gran similitud entre estas rocas y las rocas volcánicas máficas de las Fms. Los Ranchos, Amina y Maimón de las cordilleras Oriental y Central, así como con la Fm Los Caños y los Complejos de Palma Picada-El Cacheal de la Cordillera Septentrional. Las rocas toleíticas pobres en Ti y las rocas boniníticas tienen las características típicas de las series ígneas de los primeros estadios evolutivos de un arco isla intraoceánico, por lo que se pueden relacionar con el arco isla Caribeño primitivo del Cretácico Inferior. Las rocas calco-alcalinas asociadas representarían magmas generados en un estadio algo más maduro, caracterizado por un mayor componente sedimentario subductivo.

3.2.4. Batolito del Río Boba

El Batolito del Río Boba constituye un complejo plutónico/metaplutónico formado esencialmente por tres conjuntos ígneos: (1) Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela; (2) Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel; (3) Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

Las rocas analizadas del Batolito del Río Boba tienen un relativamente bajo contenido en SiO₂ (41,5-54,4 wt%, promedio 45,5), con una considerable superposición entre las muestras de los dos grupos de gabros y gabronoritas cumulado, y en general, un menor contenido en las muestras del tercer grupo (44,4-53,5 wt%). En promedio, el batolito posee una composición entre picrobasáltica y basáltica. Sin embargo, las rocas analizadas muestran un amplio rango de variación del Mg# (86-42) (Anexo I), con contenidos generalmente altos en MgO (30,5-4,8 wt%, promedio 10,6) y Al₂O₃ (25,5-4,6 wt%, promedio 16,8), relativamente bajos en Fe₂O_{3T} (4,2-16,7 wt%, promedio 9,9) y bajos en TiO₂, (0,03-1,18 wt%, promedio 0,4) y álcalis (0,1-1,5 wt%, promedio 0,8). La Fig. 3.36 señala tendencias continuas (sin saltos composicionales con la diferenciación) para FeO*_T, Al₂O₃, CaO y Ti, en relación con el Mg#; en concreto, FeO*_T y Ti aumentan, CaO decrece y Al₂O₃ aumenta primero ligeramente para descender a continuación, sugiriendo que olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa controlan la fraccionación en estas rocas cumulado. El aumento progresivo de FeO*_T y TiO₂ con la diferenciación indica una afinidad toleítica y se manifiesta con la cristalización tardía de los óxidos de Fe-Ti. Esta evolución queda expresada en la Fig. 3.37 con la ordenación hacia menor Mg# y sin apenas superposición, de las websteritas y gabronoritas de Quita Espuela, las gabronoritas con óxidos de Martel y los gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá.

Consideradas en conjunto, las composiciones en elementos mayores de las gabronoritas y gabros del Batolito del Río Boba son similares a las de las rocas gabroicas del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska; Greene *et al.*, 2006). En la Fig. 3.36 se han representado como comparación las composiciones de rocas gabroicas de dorsales meso-oceánicas de apertura rápida y lenta; como puede observarse, los gabros MORB presentan un rango similar de Mg#, pero mayores contenidos en SiO₂, Ti y álcalis, y menores en CaO, que las rocas gabroicas del Batolito del Río Boba. Estas rocas gabronoríticas poseen también elevados contenidos en Al₂O₃ (17,5-22, 4 wt%), que no son resultado de la acumulación de plagioclasa (Eu) y sí una característica del magma parental. Estos altos contenidos en Al₂O₃ son

mayores que en los gabros MORB, particularmente en rocas evolucionadas de menor Mg#, y característicos de magmas de arco (Müntener *et al.*, 2001; Kelemen *et al.*, 2003), ya que su alto contenido en H₂O (>2 wt%) inhibe la cristalización de plagioclasa, particularmente a alta-P. Esto explica que la plagioclasa sea una fase tardía intercúmulus minoritaria en las websteritas con olivino y que su aparición como fase dominante en los cumulos gabronoríticos dé lugar a una disminución de CaO y Al₂O₃ en los diagramas de variación.

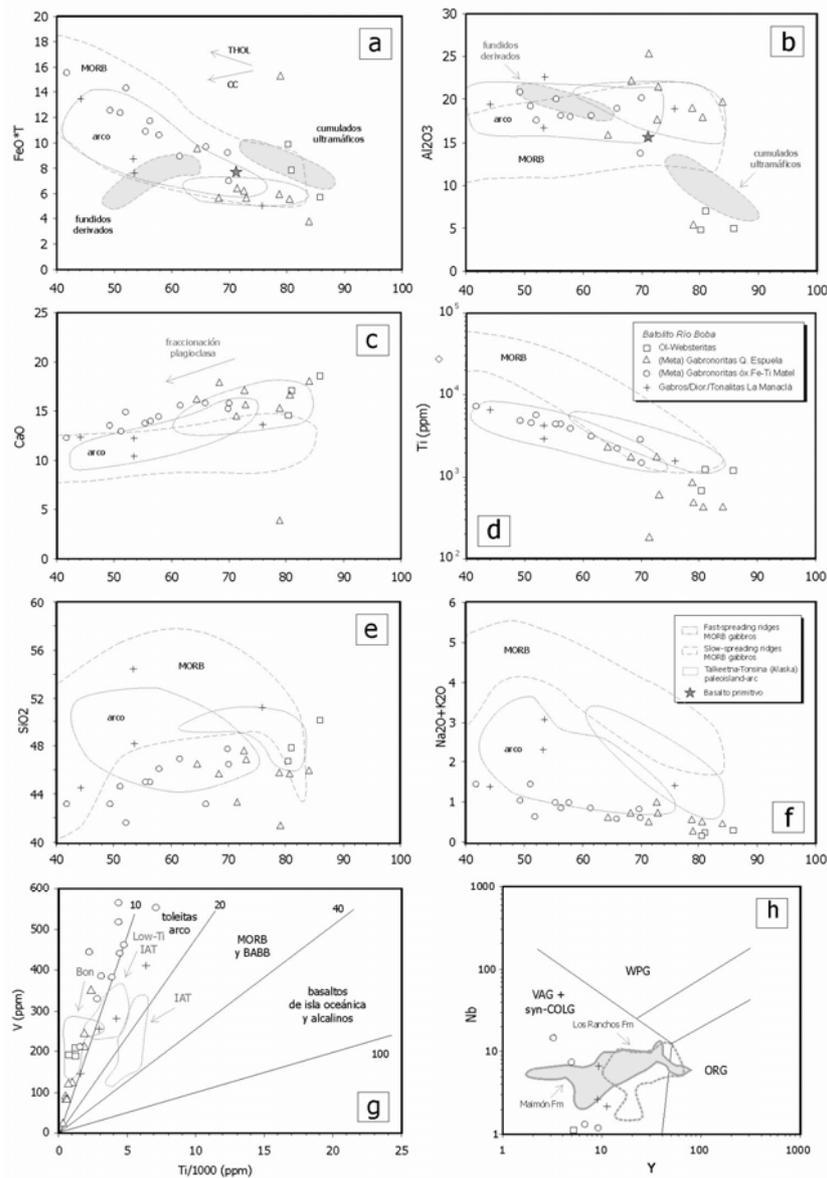


Fig. 3.36 (a-f) Diagramas de FeO*_T, Al₂O₃, CaO, Ti (ppm), SiO₂ y álcalis (wt%) vs. Mg#, para las rocas del Batolito del Río Boba. Se muestran los campos composicionales de los gabros MORB formados en zonas de dorsal rápidas y lentas, y de los gabros del paleoarco-isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska), así como los campos composicionales de los datos experimentales, cumulos ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener *et al.* (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas (P=1,2 GPa y ~3% H₂O); se incluye también el campo composicional de los gabros MORB. (g) Diagrama Ti-V (Shervais, 1982). (h) Diagrama Y-Nb (Pearce *et al.*, 1984)

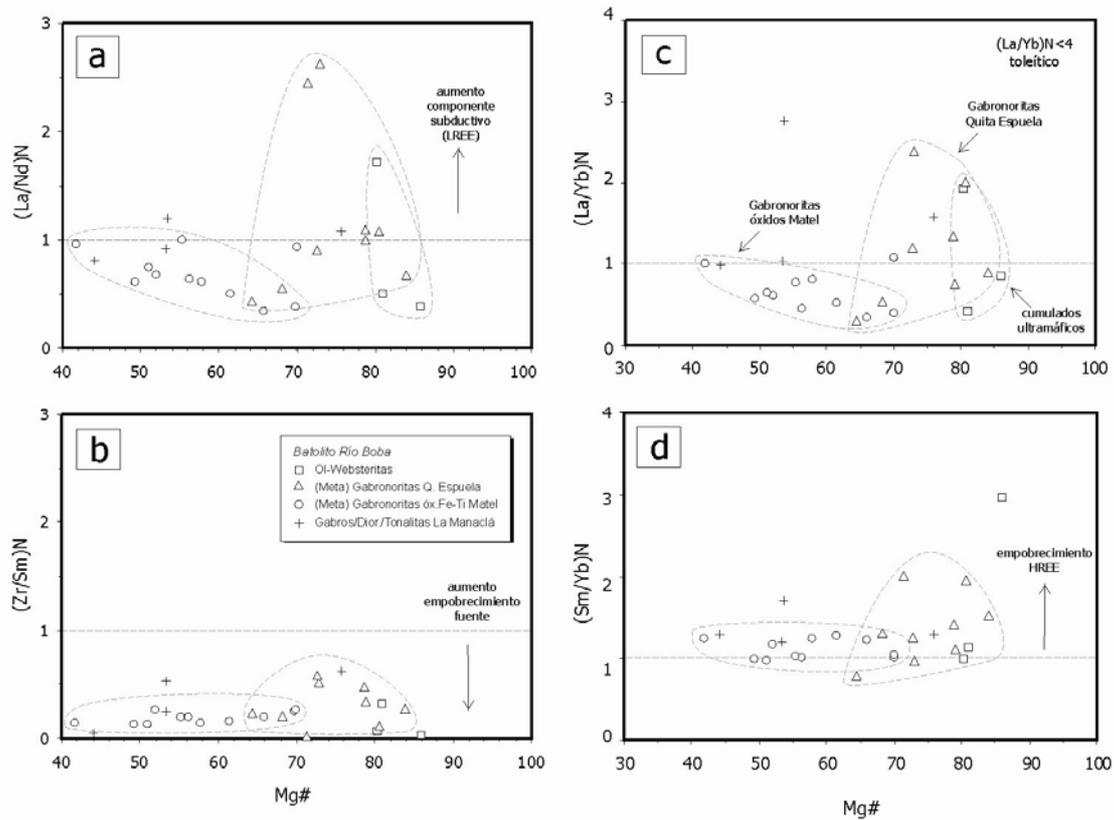


Fig. 3.37. Diagramas de $(La/Nd)_N$, $(La/Yb)_N$, $(Zr/Sm)_N$ y $(Sm/Yb)_N$ vs. Mg#, para las rocas del Batolito del Río Boba

En conjunto, las rocas gabroicas y cumulados ultramáficos del Batolito del Río Boba poseen contenidos muy bajos en Th (<0,1 ppm), Zr (0,1-9,9 ppm) y Nb (<0,2 ppm), próximos o en el límite de detección analítico, en tanto que los de Cr y Ni son muy variables (8-2.360 ppm y 2,3-318 ppm, respectivamente). Los bajos contenidos en TiO_2 (0,07-0,9 wt%) y los valores de las relaciones Zr/Ba (0,1-0,4), Nb/Th (0,6-9,0), Zr/Nb (1-68) y Zr/Y (0,1-1,5) se relacionan con fuentes mantélicas empobrecidas y son en gran parte comparables a los de las rocas volcánicas IAT y IAT pobres en Ti de las diversas unidades de arco de la Cordillera Septentrional. El diagrama Ti vs. V permite visualizar estas relaciones (Fig. 3.36). Todas las rocas del batolito poseen relaciones Ti/V muy bajas, correlacionables con magmas generados en zonas de subducción; con excepción de las muestras del grupo III (10-15), los cumulados ultramáficos (<6), las gabronoritas del grupo I (<8) y las gabronoritas con óxidos del grupo II, claramente más diferenciadas (7-12), poseen valores por debajo del condritico ($Ti/V < 10$), que implican fuentes empobrecidas. Las gabronoritas presentan valores Ti/V análogos a las rocas boniniticas de la Fm Los Ranchos.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Figs. 3.38 y 3.39), las websteritas con olivino, gabronoritas, gabros y dioritas se caracterizan por un patrón con un enriquecimiento general de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb y Sr) y en ocasiones de las LREE (La-Nd), relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, que es típico de magmas relacionados con subducción. Donde ha sido posible analizarlos, presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto a Th y La) y un patrón de HREE plano. Las muy bajas abundancias absolutas de HREE ($0,05-0,5 \times N\text{-MORB}$) indican el fuerte empobrecimiento de la fuente. Las relaciones de elementos móviles en una fase fluida/inmóviles, como Sr/Nd y Ba/La, son $\gg 1$ (pero $Pb/Ce < 1$) y sugieren la presencia de un componente fluido acuoso en la fuente (Brenan *et al.*, 1995). Aunque la LOI es baja en estas rocas ($< 1,2$), la alteración a baja-T de estas rocas puede haber modificado la abundancia primaria de estos elementos.

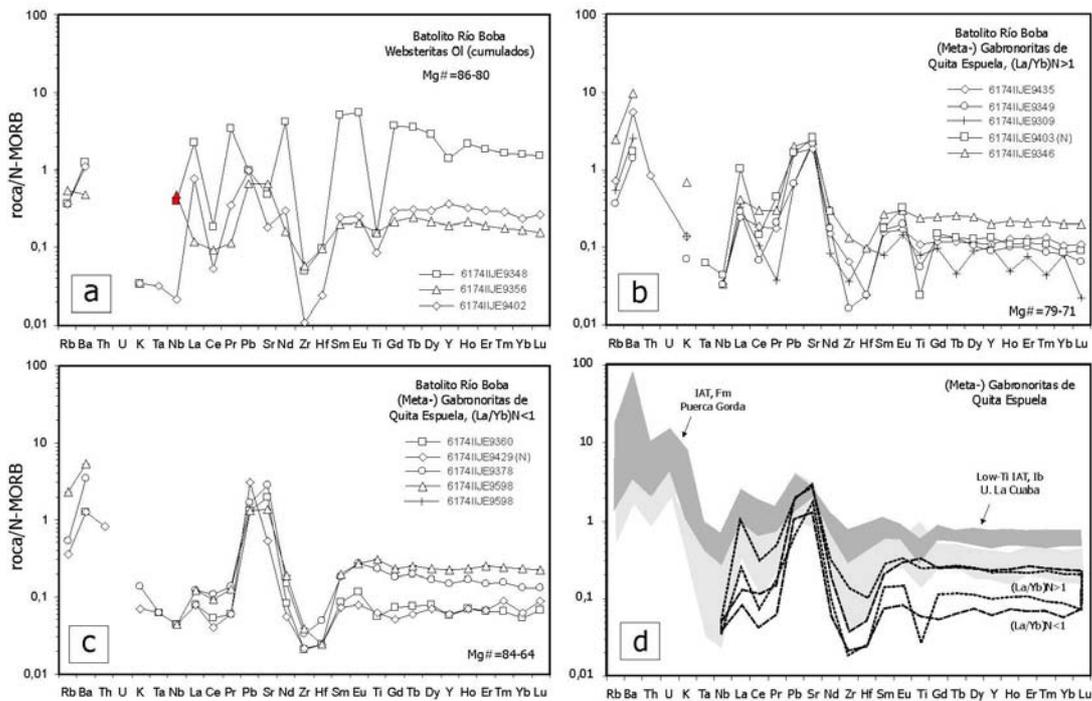


Fig. 3.38. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba

La siguiente descripción de los diferentes conjuntos ígneos distinguidos en el Batolito del Río Boba, está basada en el patrón de REE extendido normalizado respecto al manto primordial y los valores en las relaciones $(La/Nd)_N$, $(Zr/Sm)_N$ y $(Sm/Yb)_N$, aunque posiblemente exista entre ellos una gradación composicional.

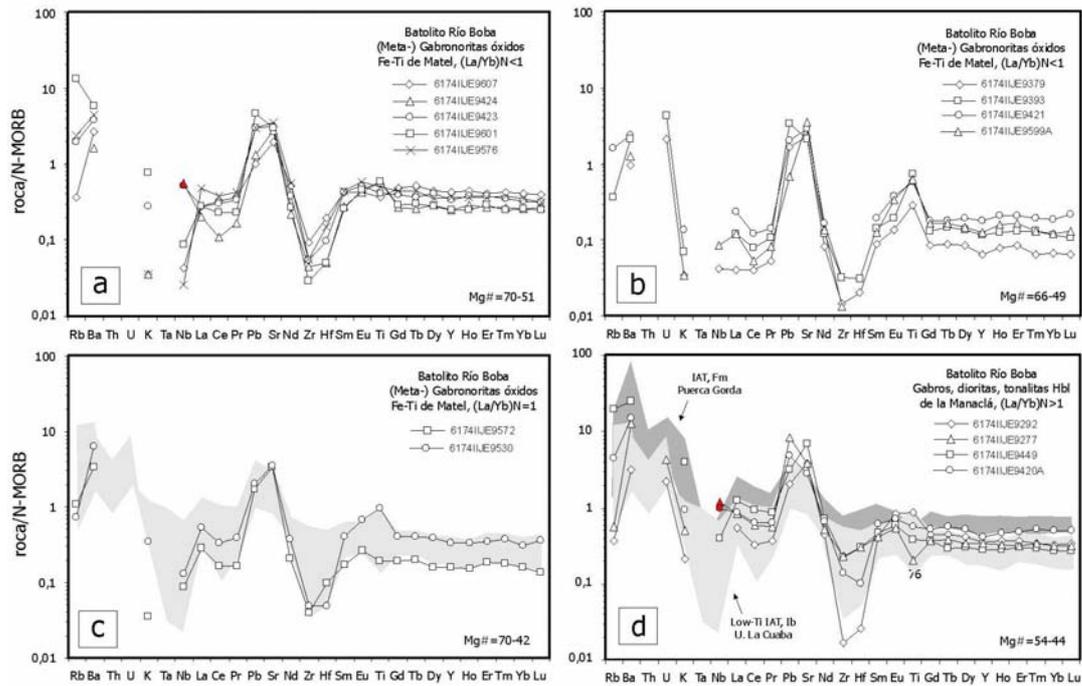


Fig. 3.39. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba

3.2.4.1. Unidad de gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela

Websteritas. Debido a su naturaleza de cumulado ultramáfico, las websteritas con olivino presentan composiciones muy ricas en MgO (Mg#=86-80), con contenidos de TiO₂ y Cr de 0,1-0,2 wt% y 1.210-2.360 ppm, respectivamente, así como un ΣREE de 6,5-10,7 ppm (en la muestra 6174IIJE9348, 103 ppm). Presentan un diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.40) caracterizado por una distribución de pendiente positiva o negativa ($[La/Yb]_N=0,4-1,9$), así como un ligero empobrecimiento o enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,4-1,7$), marcadas anomalías negativas en Nb, Ti y Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,01-0,03$), y HREE ligeramente enriquecidas ($[Sm/Yb]_N=1,0-2,9$).

Gabronoritas y metagabronoritas. Presentan composiciones primitivas (Mg#=79-64), con contenidos de TiO₂ y Cr de 0,03-0,08 wt% y 34-109 ppm, respectivamente, así como un ΣREE de 2,3-9,2 ppm. En el diagrama de REE extendido (Fig. 38) se caracterizan por una distribución de pendiente positiva ($[La/Yb]_N=0,6-1,0$), con un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,6-0,9$), anomalías negativas en Nb y

ligeras en Ti, una fuerte anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,1-0,6$; promedio 0,36) y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=0,8-1,9$; promedio 1,4).

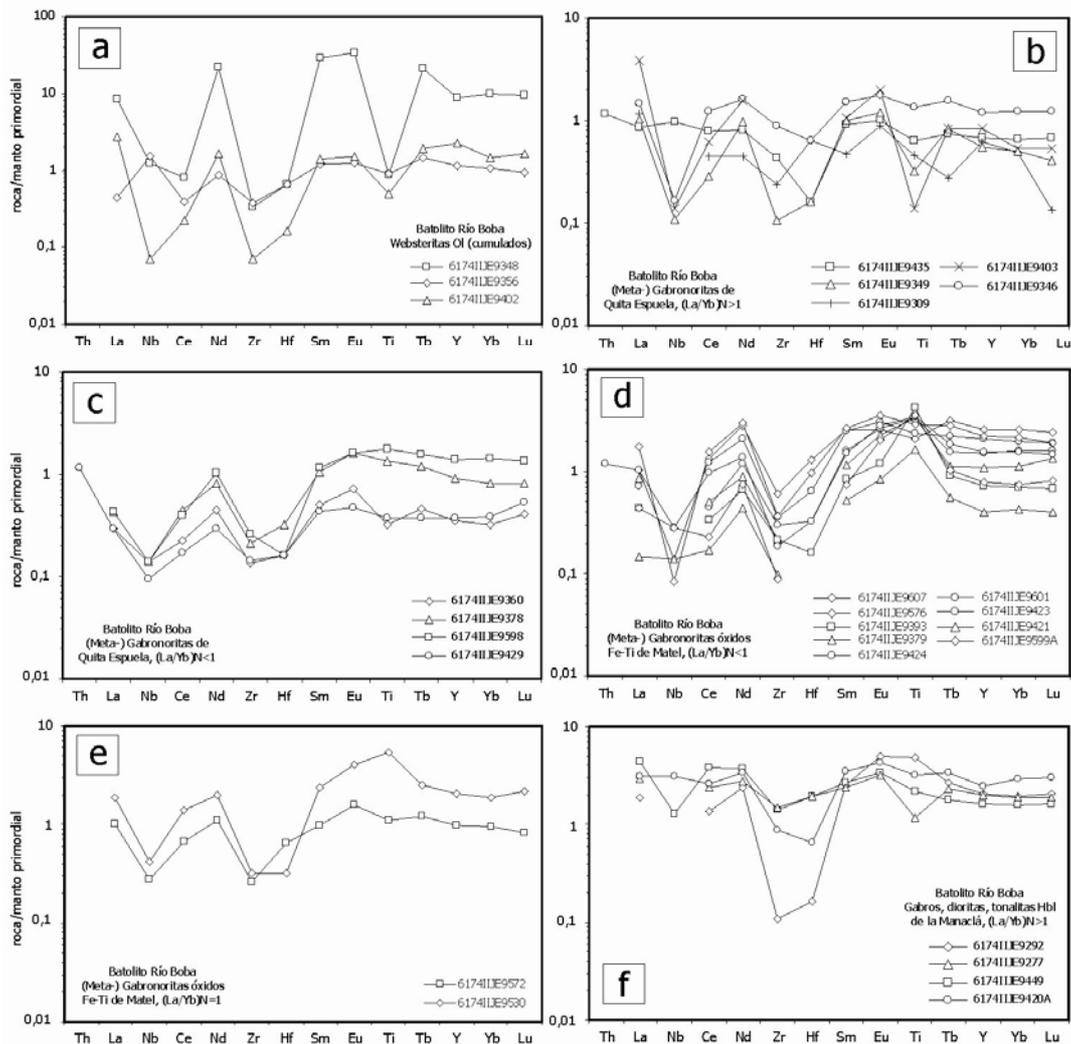


Fig. 3.40. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba

Gabros y noritas con olivino. Los gabros y las noritas olivínicas asociadas a los cumulados ultramáficos presentan composiciones muy magnesianas ($Mg\#=79-71$), con contenidos de TiO_2 y Cr de 0,07-0,4 wt% y 48-582 ppm, respectivamente, así como un ΣREE de 2,8-10,6 ppm. En el diagrama de REE extendido se caracterizan por una distribución de pendiente positiva o negativa ($[La/Yb]_N=0,3-2,4$; promedio 1,4), distinguiéndose subgrupos con valores de la relación $>$ ó $<$ 1 (Fig. 3.41). Presentan un ligero empobrecimiento o enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,4-2,6$; promedio 1,14), fuertes anomalías negativas en Nb y Ti, una fuerte anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,12-0,14$), y HREE planas ($[Sm/Yb]_N=1,0-1,2$).

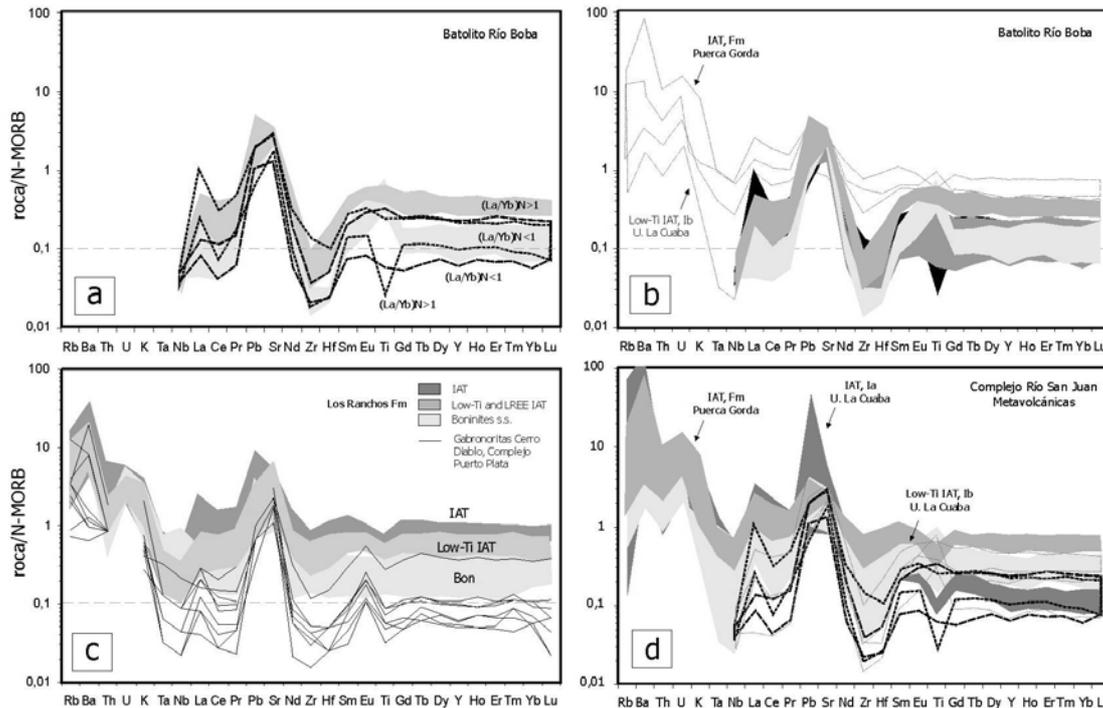


Fig. 3.41. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del Batolito del Río Boba, comparadas con las rocas de unidades metavolcánicas del Complejo de Río San Juan, los diferentes tipos litológicos de la Fm Los Ranchos y las gabronoritas del Cerro del Gran Diablo del Complejo de Puerto Plata

3.2.4.2. Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel

Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos. Presentan composiciones desde primitivas a fraccionadas ($Mg\#=70-42$) y se caracterizan por un mayor contenido en Fe_2O_{3T} (9,8-17,0 wt%) que las gabronoritas de Quita Espuela (generalmente <10 wt%). Los contenidos en TiO_2 son de 0,24-1,18 wt% y los de Cr, 7-253 ppm, con un ΣREE de 2,8-16,7 ppm. En el diagrama de REE extendido se caracterizan por una distribución de pendiente positiva ($[La/Yb]_N=0,3-1,0$; promedio 0,6), con un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,3-1,0$; promedio 0,6), anomalías negativas en Nb y Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,1-0,3$; promedio 0,18), pero una marcada anomalía positiva en Ti, y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,0-1,3$; promedio 1,1). La anomalía positiva en Ti implica que la cristalización de los abundantes óxidos de Fe-Ti ha controlado la composición de estas gabronoritas. Las rocas más fraccionadas presentan una ligera anomalía en Eu debida a la acumulación de plagioclasa.

3.2.4.3. Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá

Agrupan un conjunto heterogéneo de gabros y dioritas hornbléndicas de tonos gris-verdosos, grano medio a grueso y variablemente bandeadas modalmente o foliadas, que se relacionan cartográficamente con las intrusiones de composición diorítico-tonalítica con hornblenda.

Gabro-dioritas hornbléndicas. Presentan composiciones moderadamente fraccionadas ($Mg\#=54-44$) y se caracterizan por un menor contenido en Fe_2O_{3T} (8,2-14,7 wt%) que las gabronoritas de Martel, con contenidos en TiO_2 y Cr de 0,5-1,0 wt% y 7-55 ppm, respectivamente, así como un ΣREE de 15,6-22,7 ppm. En el diagrama de REE extendido (Fig. 3.39) se caracterizan por una distribución de pendiente plana o ligeramente negativa ($[La/Yb]_N=1,0-2,7$), con distribución plana de LREE ($[La/Nd]_N=0,8-1,2$), ligera anomalía negativa en Nb y Eu, fuerte anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,04-0,6$), y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,2-1,3$). Poseen ligeras anomalías positivas y negativas en Ti, relacionadas con la acumulación o fraccionación de las fases óxidos de Fe-Ti. La gabro-diorita hornbléndica 6174IIJE9449 ha proporcionado una edad mínima de $90,1\pm 0,2$ Ma (U-Pb en zircones).

Dioritas y tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, foliadas. La única muestra de este grupo es una tonalita de grano medio foliada, con abundante hornblenda. Esta tonalita posee un elevado $Mg\#$ (76), debido a su relativamente alto contenido en MgO (8,2 wt%). Su elevado contenido en álcalis sugiere que se trata de una facies con acumulado de hornblenda. Presenta un bajo contenido en Fe_2O_{3T} (5,5 wt%), TiO_2 (0,2 wt%) y ΣREE (17,7 ppm), pero alto en Cr (174 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.40), muestra una distribución de pendiente ligeramente negativa ($[La/Yb]_N=1,6$), una distribución plana de LREE ($[La/Nd]_N=1,07$), una ligera anomalía positiva en Eu y negativa en Ti, así como una suave anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,6$), y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,3$).

3.2.4.4. Interpretación

La composición química de elementos mayores y traza de roca total es consistente con que los diferentes conjuntos ígneos del Batolito del Río Boba proceden de magmas parentales similares, los cuales constituyen una secuencia magmática cuya

evolución estuvo controlada por procesos de diferenciación. Aunque existen ligeras diferencias en los contenidos en LREE y HREE de las rocas, la variabilidad composicional puede ser relacionada principalmente con procesos de cristalización fraccionada, en los que la abundancia de REE y HFSE aumentan y el Mg# disminuye con la diferenciación en cada grupo composicional. La importancia de la fraccionación de plagioclasa y de los óxidos de Fe-Ti queda reflejada por la variación en la composición, tanto de elementos mayores como traza. Las tendencias de variación de Al_2O_3 , CaO y TiO_2 en las gabronoritas, sin saltos composicionales, son principalmente resultado de la fraccionación de estas fases. Gran parte de las gabronoritas de Quita Espuela presentan ligeras anomalías positivas de Eu y negativas de Ti, a diferencia de las gabronoritas de Martel, que muestran importantes anomalías positivas de Eu y Ti, consistentes con la acumulación de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti.

Estas pautas evolutivas son consistentes con los datos experimentales de Müntener *et al.* (2001), que calculan la composición de cumulos ultramáficos y fundidos derivados a partir de la cristalización de basaltos de arco primitivo en condiciones corticales profundas e hidratadas ($P=12$ Kbar y $\sim 3\%$ H_2O). El rango de composiciones de las gabronoritas del Batolito del Río Boba arranca aproximadamente a partir de esta composición primitiva y evoluciona de forma continua con el descenso en Mg# hacia los fundidos derivados, aunque a composiciones más ricas en FeO^*_T (como las gabronoritas del paleoarco-isla de Talkeelna). Las composiciones de las websteritas con olivino se proyectan congruentemente en el campo de los cumulos ultramáficos. Estas relaciones sugieren una relación genética entre las rocas ultramáficas y máficas, así como una combinación de procesos magmáticos de fraccionación y acumulación para la formación de las gabronoritas, como también indican los diagramas de REE; una evolución similar ha sido propuesta para el Complejo de Chilas del arco de Kohistan (Jagoutz *et al.*, 2006). Sin embargo, se requieren volúmenes mayores de cumulos ultramáficos para dar lugar a la masa de gabronoritas, así como la existencia de rocas volcánicas contemporáneas más diferenciadas. Una hipótesis de trabajo es verificar la composición de las rocas volcánicas contemporáneas con los líquidos en equilibrio extraídos de los cumulos.

Los magmas parentales de los diferentes conjuntos ígneos del Batolito del Río Boba proceden de la fusión de un manto con espinela fuertemente empobrecido, dado el bajo contenido en TiO_2 , la bajas abundancias absolutas de REE (0,4-2,7xPM en todo el batolito) y de HFSE, así como la marcada anomalía negativa en Zr-Hf. La fuente posee una componente añadida variable relacionada con subducción, que se

manifiesta por el enriquecimiento general en LILE, particularmente Pb y Sr, y por la anomalía negativa en Nb (respecto a Th-La) en prácticamente todas las muestras (exceptuando la posible contaminación durante el molido de Nb-Ta). Esta componente fue añadida principalmente a partir de los fluidos acuosos procedentes de la deshidratación de la lámina que subduce, como sugieren los altos contenidos en Ba y otros elementos móviles en fluidos. Sin embargo, los bajos contenidos en Th (generalmente por debajo del límite de detección analítica de 0,1 ppm) y LREE (La) sugieren una mínima componente sedimentaria en dicha fuente.

Después de la intrusión a alta-T del Batolito del Río Boba, el complejo plutónico/metaplutónico fue deformado heterogéneamente durante su enfriamiento en condiciones de las facies granulítica de media/baja-P y anfibolítica. Algunas diferencias composicionales en los elementos más incompatibles entre las gabronoritas y sus equivalentes deformados y metamorizados a alta-T pueden ser debidas a su movilidad durante estos procesos.

3.3. Geocronología

En las Hojas de Guayabito y Río San Juan se ha efectuado un análisis geocronológico mediante los métodos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, recogiendo en la Tabla 3.1 las principales características de las muestras empleadas.

X	Y	Muestra	Unidad	Hoja (1:50.000)	Edad (Ma)	Error (Ma)	Método
-70,1737	19,5873	6174IJE9255	Peridotitas S. Gaspar H.	Río San Juan	153,5	8,9	Hbl, Ar-Ar edad Plateau
-70,1737	19,5873	6174IJE9255	Peridotitas S. Gaspar H.	Río San Juan	136,4	0,3	U-Pb, Zr
-70,1720	19,4564	6174IJE9449	Batolito Río Boba	Guayabito	110,9	2,1	Hbl, Ar-Ar edad Plateau
-70,1720	19,4564	6174IJE9449	Batolito Río Boba	Guayabito	92	7,4	U-Pb, Zr
-70,1721	19,4564	6174IJE9449	Batolito Río Boba	Guayabito	90,1	0,2	U-Pb, Zr
-70,1810	19,3661	6174IJE9585B	Anfibolitas La Cuaba (UHP)	Guayabito	83,2	5,9	Hbl, Ar-Ar edad Plateau
-70,1570	19,5941	6174IJE9126	Mélange Jagua Clara	Río San Juan	69,76	0,74	Phg, Ar-Ar edad Plateau
-70,1570	19,5941	6174IJE9125?	Mélange Jagua Clara	Río San Juan	69,6	0,88	Phg, Ar-Ar edad Plateau
-70,1570	19,5941	6174IJE9126	Mélange Jagua Clara	Río San Juan	68,9	0,3	U-Pb, Zr
-70,2453	19,4265	6174IJE9277	Batolito Río Boba	Guayabito			
-70,1711	19,4381	6174IJE9435	Batolito Río Boba	Guayabito			
-70,0918	19,3872	6174IJE9378	Batolito Río Boba	Guayabito			
-70,2042	19,4098	6174IJE9542	Anfibolitas La Cuaba	Guayabito			
-70,1622	19,3510	6174IJE9591B	Anfibolitas La Cuaba	Guayabito			

Tabla 3.1. Relación de muestras utilizadas en el estudio geocronológico y resultados obtenidos

3.3.1. Dataciones por el método U-Pb

Los procedimientos analíticos seguidos se describen en los Informes de Friedman (2008) y Gabites (2010). Las muestras datadas por el método U-Pb en zircones fueron (Fig. 3.42): un gabro hornbléndico de grano grueso, pegmatítico (6174IJE9255); un leucogranito a leucotonalita con mica blanca de grano grueso (6174IJE9126); y una gabro-diorita hornbléndica (6174IJE9449).

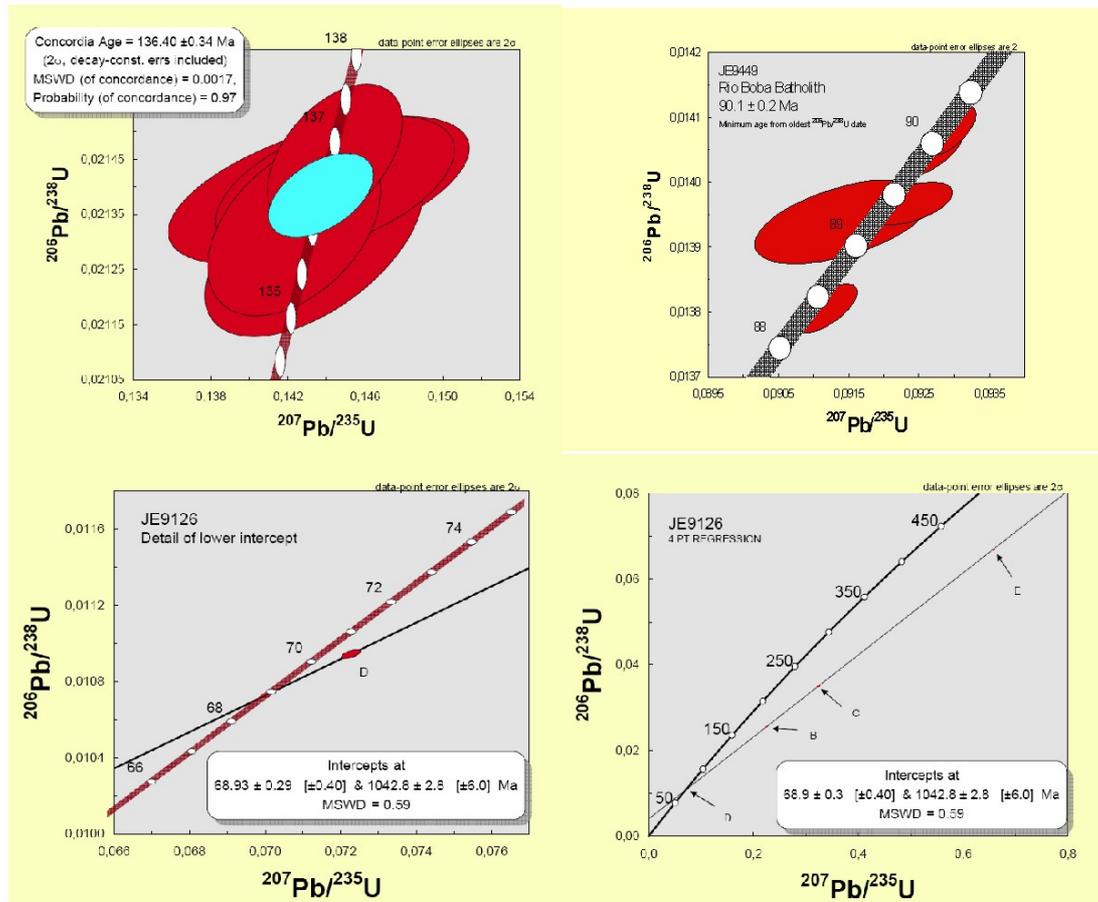


Fig. 3.42. Diagramas de Concordia de las muestras datadas por el Método U-Pb en zircones

El gabro hornbléndico (6174IJE9255) consiste en un dique intrusivo subconcordantemente en las Peridotitas Serpentinizadas de Gaspar Hernández. La geoquímica de esta muestra es de tipo N-MORB, habiendo proporcionado una edad de $136,4 \pm 0,3$ Ma (5 fracciones concordantes), que se interpreta como la de cristalización del magma máfico. Se trata de una edad del límite Valanginiano-Hauteriviano, muy antigua en la historia magmática de la Cordillera Septentrional. La edad se interpreta como la de los procesos de fusión en el manto para dar lugar a

magmas basálticos y su cristalización en condiciones de baja-P. Debido a sus características geoquímicas de MORB normales, el gabro y el macizo serpentinitico que lo contiene constituyen un fragmento ofiolítico de la litosfera oceánica abisal, que no subdujo en el canal de subducción (ya que no ha desarrollado asociaciones de alta-P) y fue incorporado en la Mélange de Jagua Clara del prisma de acreción. Probablemente, se trata de restos de litosfera del océano proto-Caribe, formada cuando se separaron Norte y Sudamérica en el Cretácico Inferior.

La Mélange Serpentinitica de Jagua Clara aparece intruida por una serie de diques, venas y bolsadas de leucotonalitas con mica blanca y trondhjemitas foliadas. Típicamente, estos intrusivos ácidos aparecen deformados en estado magmático en el núcleo de los diques y en estado sub-sólidos en el borde. Tanto la fábrica magmática planar interna, como el contacto intrusivo de los diques y la elongación de los enclaves son subparalelos a la fábrica serpentinitica de la mélange, por lo que estos magmas intruyeron en etapas de sin- a tardi-cinemáticas con respecto a la formación de la foliación de las serpentinitas. En dominios de una alta deformación por cizalla, los diques son rotados hasta el paralelismo con la fábrica planar de las serpentinitas y transformados a tectonitas proto- y miloníticas de tipo L-S.

Uno de estos diques de leucotonalitas con mica blanca (6174IJE9126) ha proporcionado una edad de $68,9 \pm 0,3$ Ma por el método de U-Pb en zircones (intercepción inferior en Concordia), que es consistente con las edades Ar-Ar de enfriamiento a $T < 400^\circ$ C (fengita) obtenidas en los bloques de eclogitas por Krebs *et al.* (2008). Esta edad del límite Campaniano-Maastrichtiano se interpreta como la edad de cristalización de la leucotonalita y, como indican las evidencias de campo, de la edad del cizallamiento dúctil más tardío en la mélange. La misma roca ha proporcionado una edad de $1.042,8 \pm 2,8$ Ma (intercepción superior en Concordia, 4 puntos de regresión), que implica la existencia de núcleos de zircón de edad Greenvilliano mezclados con bordes de edad cretácica. Como establece la geoquímica de roca total, caracterizada por un enriquecimiento en elementos LILE, Th y LREE, estas rocas poseen un componente procedente de la lámina que subduce (corteza+sedimentos). Por lo tanto, estas leucotonalitas son probablemente fundidos de sedimentos siliciclásticos subducidos (+corteza oceánica), derivados del margen continental meridional de Norteamérica, es decir, sedimentos mesozoicos depositados en la plataforma de las Bahamas con zircones detríticos greenvillianos.

La gabro-diorita hornbléndica (6174IIJE9449) de las facies más tardías del Batolito del Río Boba ha proporcionado una edad de $90,1 \pm 0,2$ Ma (edad mínima de 4 fracciones en concordia), que se interpreta como la de cristalización del magma. La edad obtenida se corresponde con el límite Turoniano-Coniaciano y coincide con la de un evento magmático ampliamente representado en las cordilleras Central y Septentrional, estableciendo posibles relaciones genéticas entre las rocas volcánicas ácidas y el voluminoso plutonismo gabro-tonalítico del batolito. Los datos de campo y geoquímicos indican que estos magmas gabroico-tonalíticos constituyen magmas relacionados con procesos de subducción y que intruyen de manera sincinemática tardía con respecto a la deformación de las anfibolitas de la Unidad de La Cuba encajantes.

3.3.2. Dataciones por el método Ar-Ar

Varias rocas con hornblenda y mica blanca correspondientes a unidades de Hojas de Río San Juan y Guayabito fueron seleccionadas para datar por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (Fig. 3.42).

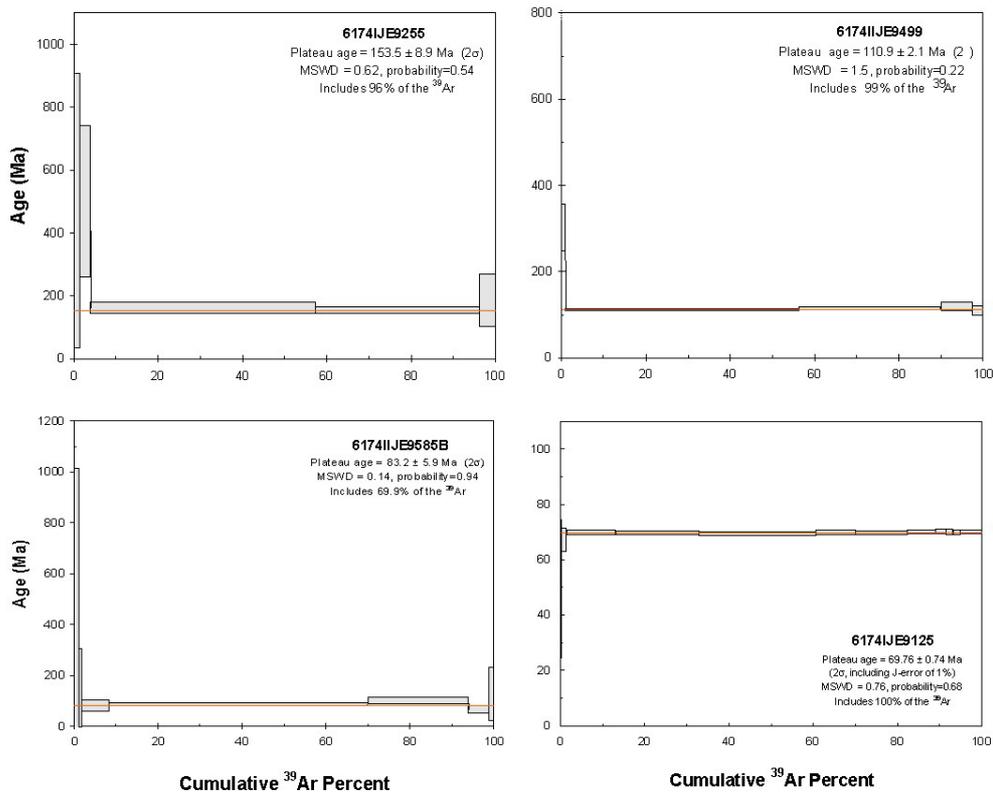


Fig. 3.42. Diagramas de las muestras datadas por el Método Ar-Ar en hornblenda y fengita

La muestra 6174IJE9255 es un gabro hornbléndico de grano grueso, de textura casi pegmatítica, perteneciente a las Peridotitas Serpentinizadas de Gaspar Hernández y localizado en el macizo de la loma del Catey; el gabro intruye como un sill concordante con la foliación serpentinitica. La edad *Plateau* obtenida para la hornblenda es de $153,5 \pm 8,9$ Ma (Jurásico Superior). Aunque esta edad puede interpretarse como la de cristalización del magma máfico, la misma muestra ha proporcionado una edad U-Pb más reciente de $136,4 \pm 0,3$ Ma.

La muestra 6174IIJE9449 corresponde a una gabro-diorita hornbléndica del Batolito del Río Boba, aflorante en la Hoja de Guayabito, que ha proporcionado una edad *Plateau* de hornblenda de $110,9 \pm 2,1$ Ma (Albiano Inferior). Esta edad se interpreta como la de cristalización del magma máfico.

La muestra 6174IIJE9585B es un metagabro-metadiorita de la unidad de La Cuaba aflorante en la Hoja de Guayabito, la cual ha indicado una edad de $83,2 \pm 5,9$ Ma, correspondiente a un *Plateau* de hornblenda. Como se trata de gneises anfibólicos cizallados a relativa alta-T, la edad se corresponde con una edad de enfriamiento y se refiere a la edad de la deformación principal.

La muestra 6174IJE9125 es un leucogranito a leucotonalita con mica blanca de grano grueso, intrusivo de forma concordante en la Mélange de Jagua Clara. La muestra ha proporcionado una edad *Plateau* de fengita de $69,76 \pm 0,74$ Ma, que se corresponde tanto con la edad de enfriamiento del magma ácido (coincidiendo dentro del error con la edad U-Pb en zircones obtenida en la misma muestra), como con la de la deformación más tardía en la matriz serpentinitica de la Mélange.

3.4. Metamorfismo

En la Hoja de Guayabito, las rocas metamórficas contienen asociaciones minerales relacionadas principalmente con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis pre-Sp (o pre-D1) estática de carácter hidrotermal (M0); y (2) una blastesis esencialmente sin-Sp (sin-D1 y sin-D2) dinamo-térmica o tectonometamórfica (M1 y M2). La deformación D3 y la transpresión relacionada con las zonas de falla del Camú y Septentrional tuvieron lugar en condiciones esencialmente frágiles.

Los trabajos recientes de Abbott y Draper (2007 y 2009) ofrecen un detallado estudio microtextural y termo-barométrico de los bloques de peridotitas con granate y de las eclogitas presentes en la Unidad de La Cuaba, reconstruyendo su evolución metamórfica en términos de trayectorias de presión-temperatura (P-T; Fig. 3.43).

Según estos autores, en la unidad existen condiciones de ultra alta-P indicadas por las relaciones de fase en las rocas ultramáficas con granate; las texturas de ortocumulado y las relaciones de intrusión en diques indican un origen magmático. Las asociaciones minerales definen una línea de descenso controlada por la cristalización fraccionada, siendo inferidas las condiciones magmáticas originales estimadas ($P > 3,4$ GPa, $T > 1550^{\circ}\text{C}$) a partir de los experimentos de fusión a alta-P en el sistema CMAS y de la determinación experimental de las condiciones de la reacción zafirina-out en el sistema MAS. Las condiciones magmáticas revisadas ($P > 3,2$ GPa, $T > 1500^{\circ}\text{C}$) tienen en cuenta la influencia de otros componentes, especialmente el Fe. Los autores proponen un origen en una cuña de manto sobre una zona de subducción. Los protolitos fueron enviados a la zona de subducción por convección forzada en la cuña de manto (o *corner-flow*), acoplada por erosión en el bloque superior. Las condiciones termo-barométricas indican $T > 850^{\circ}\text{C}$ y $P > 3,4$ GPa cuando las rocas ultramáficas fueron incorporadas en eclogitas (corteza oceánica subducida).

Según Abbott y Draper (2007 y 2009), las evidencias de condiciones de ultra alta-P en las eclogitas que constituyen parte de la Unidad de La Cuaba no son obvias. Dos tipos de intercrecimientos simplectíticos, plagioclasa+clinopiroxeno (Sym-I) y plagioclasa+epidota (Sym-II), son interpretados como producto de la descompresión de dos tipos de onfacita: Omp-I y Omp-II. Omp-II se formó como resultado de una reacción retrógrada de la forma $\text{Omp-II} + \text{coesita} = \text{Omp-I} + \text{granate} + \text{distena}$, implicando $P \sim 2,8$ GPa ($\sim 850^{\circ}\text{C}$) y $P \sim 4,2$ GPa ($\sim 950^{\circ}\text{C}$), consistente con las condiciones subsólidas para las rocas ultramáficas. Para las eclogitas, la asociación mineral de mayor presión pudo haber sido $\text{Omp-I} + \text{distena} + \text{granate} + \text{coesita}$. La evolución retrógrada de la Fig. 3.43 da cuenta de la exhumación conjunta de eclogitas y bloques de rocas ultramáficas hasta la superficie.

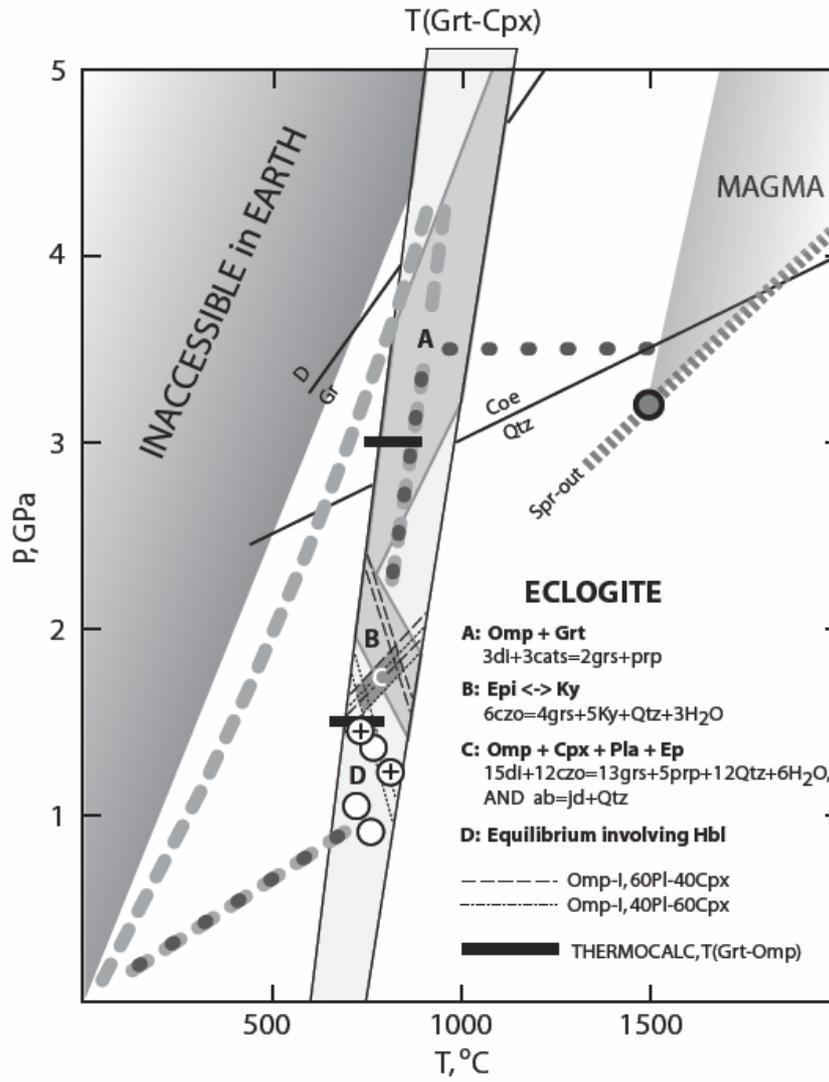


Fig. 3.43. Resumen de las trayectorias metamórficas P-T obtenidas por Abbott y Draper (2010, in press) para eclogitas y peridotitas con granate de la Unidad de La Cuaba

4. TECTÓNICA

4.1. Macroestructura regional

La estructura de la Hoja de Guayabito se basa en la presencia de tres elementos principales: (1) un complejo de basamento plutono-metamórfico; (2) una sucesión predominantemente turbidítica del Eoceno-Mioceno Inferior, integrada por las Fms. Imbert y La Toca, que se disponen discordantemente sobre el complejo, plegadas y fracturadas; y (3) una serie integrada por materiales detríticos, turbiditas y rocas carbonatadas de plataforma marina del Mioceno Medio-Pleistoceno, constituida por los Conglomerados de La Piragua El Firme y las Fms. Villa Trina y Los Haitises, que se disponen discordante y escasamente deformadas sobre los conjuntos anteriores.

Macroestructuralmente, el basamento plutono-metamórfico pertenece al Complejo de Río San Juan, limitado al norte por la Zona de Falla del Camú, cuya traza E-O discurre bajo el mar inmediatamente al norte de la costa, y al sur, por la Zona de Falla Septentrional, de orientación ESE-ONO. El complejo incluye una estructura de gran escala, la Zona de Falla de El Higüero, que separa las Peridotitas Serpentinizadas de Gaspar Hernández y la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara, al norte, de la Unidad de Loma El Morrito (compuesta por los esquistos de Puerca Gorda y de El Guineal), al sur. El sector meridional del complejo está compuesto por la Unidad de La Cuaba y las intrusiones de gabros y gabronoritas bandeadas del Batolito del Río Boba (Tabla 2.1).

La estructura dúctil del basamento del sector meridional del complejo consiste en un apilamiento de lacolitos de escala kilométrica e inclinados al SO del Batolito del Río Boba, intrusivos en la Unidad de La Cuaba al S y SO y en los esquistos de El Guineal y Puerca Gorda al N y NE (Fig. 4.1). La continuación del batolito bajo las rocas sedimentarias cenozoicas puede ser deducida a partir de la forma lenticular alargada de las anomalías magnéticas, particularmente las definidas por las facies de gabronoritas y gabros ricos en óxidos de Fe-Ti.

Las rocas de la Unidad de La Cuaba fueron deformadas no coaxialmente de forma muy heterogénea, desarrollando fábricas planares y plano-lineares (Sp-Lp) en condiciones metamórficas de la facies anfibolítica de media y alta-P, transicional a la facies eclogítica, durante el pico térmico, y en condiciones de la facies de las

anfíbolitas de media y baja-P durante la retrogradación. La orientación regional predominante de la foliación principal es NNO-SSE a NO-SE, con ángulos de buzamiento medios al SO; la disposición de la lineación mineral y/o de estiramiento es subhorizontal (inmersión $<25^\circ$) y predominantemente de dirección NNO-SSE. Estos aspectos indican que la deformación principal consistió en un cizallamiento transcurrente, aunque no se ha podido establecer con claridad su sentido dextro o sinistro. No obstante, la foliación Sp está plegada regionalmente por un sistema de antiformes y sinformes subverticales de dirección NNO-SSE a NO-SE, por lo que la disposición original de la Sp-Lp podría haber sido subhorizontal.

Evolución Tectónica	Unidad	Estructura y Fábrica	Características	Metamorfismo
D0	Peridotitas Serpentin. Gaspar H.	Bandeado modal en peridotitas. Bandeado ígneo en gabros	Reemplazamientos pseudomórficos. Anfíbolitización	M0. Facies esquistos verdes y anfíbolitas de baja-P. Edad $139,1 \pm 1,9$ y $137,8$ Ma (U-Pb, Zr)
D1	Mélange Jagua Clara	S1 relicta en eclogitas. Antigorita en peridotitas hidratadas	Si recta, sigmoidal o helicítica en porfiroblastos Grt. Micropliegues D1	M1, sin-, tardi- y post-D1. Evolución progradada esquistos azules Glc/Jd a eclogitas. Edad $103,6 \pm 2,7$ Ma (Lu-Hf, Grt)
	Esquistos Hicotea	Subparalela a la estratificación	Asociaciones con Glc+Ep	Aumento progrado de P-T. M1 aumenta de NNE a SSO
D2	SGH, MJC, EH	S2. ONO-ESE, buz. SO ángulos medios	Foliación plano-lineal (Sp-Lp) principal en el Complejo	M2, sin- y tardi-D2
		Pervasiva y heterogénea	Sp bandeado tectónico o composicional. Fábrica no-coaxial	Evolución retrógrada esquistos azules a verdes. Edad $74,7 \pm 0,5$ Ma (Rb-Sr)
		Sentido de cizalla de techo al NNE-NE-ENE	L2 mineral/estiramiento, NNE-SSO a NE-SO	Descompresión y enfriamiento. Edad $73,42 \pm 0,74$ Ma (Ar-Ar) y $62,1 \pm 1,4$ Ma (Rb-Sr)
tardi-D2	Diques	Intrusiones leucotonalitas tardi-Sp	S2-L2 milonítica ENE a O-E	M2. Esquistos azules a verdes. Edad $68,9 \pm 0,3$ Ma (Ar-Ar, Phg)
	Contactos unidades	Zona de Falla de El Higüero	Cabalgamiento de Esquistos Puerca G. sobre Mélange serpentinitica (MJC+SGH)	Esquistos verdes. Deformación dúctil-frágil
	Régimen compresional	Cabalgamientos al NE y E. Imbricación EH y EPG con MJC	Emplazamiento fuera de secuencia de EH?	Maastr.-Paleoceno? Exhumación Complejo pre-Eoceno Inf.-Med.
D3	Basamento y cobertera	Pliegues y cabalgamientos tardíos	Anticlinales vergentes al NNE. Sinclinales de flanco meridional vertical o invertido	Sin blastesis
		Deforman a las Fms. Imbert y La Toca	Cabalgamientos ONO-ESE de medio/alto buz. SO	Pre-Mioceno Superior
Zona Falla del Camú	Basamento y cobertera	Zonas de falla sinistralas y sistemas de fracturas subverticales	Cataclasis	Sin blastesis
		Familias conjugadas ONO-ESE a O-E y NE-SO a ENE-OSO	Sistemas cartográficos de Riedel sinistros. Sismicidad	

Tabla. 4.1. Eventos deformativos en el Complejo de Río San Juan

De forma sincinemática tardía a la deformación principal, la Unidad de La Cuaba resulta intruida por el Batolito del Río Boba, que en las proximidades del contacto incluye enclaves de anfíbolitas de las unidades (4) y (5) con la fábrica Sp-Lp bien desarrollada. El batolito intruye a alta-T y se enfría isobáricamente en condiciones de la facies de las granulitas de dos piroxenos (sin granate estable) a la de las anfíbolitas de media/baja-P. Los datos geocronológicos obtenidos en el marco del Proyecto Sysmin indican una edad Cretácico Superior (Coniaciano-Santoniano) para el pico del

metamorfismo en condiciones de la facies de las anfibolitas con granate y epidota, en base a la intrusión sin-Sp en las anfibolitas de La Cuaba de una leucotonalita con granate a ~85 Ma (U-Pb en zircones). Esta edad es consistente con las edades de $90,1 \pm 0,2$ y $92,0 \pm 7,4$ Ma obtenida para las intrusiones de gabro-dioritas hornbléndicas más tardías en el Batolito de Río Boba. Con la deformación progresiva y el descenso de la temperatura, la deformación se particionó preferentemente hacia los contactos entre unidades y hacia los niveles de la Unidad de La Cuaba más bajos estructuralmente.

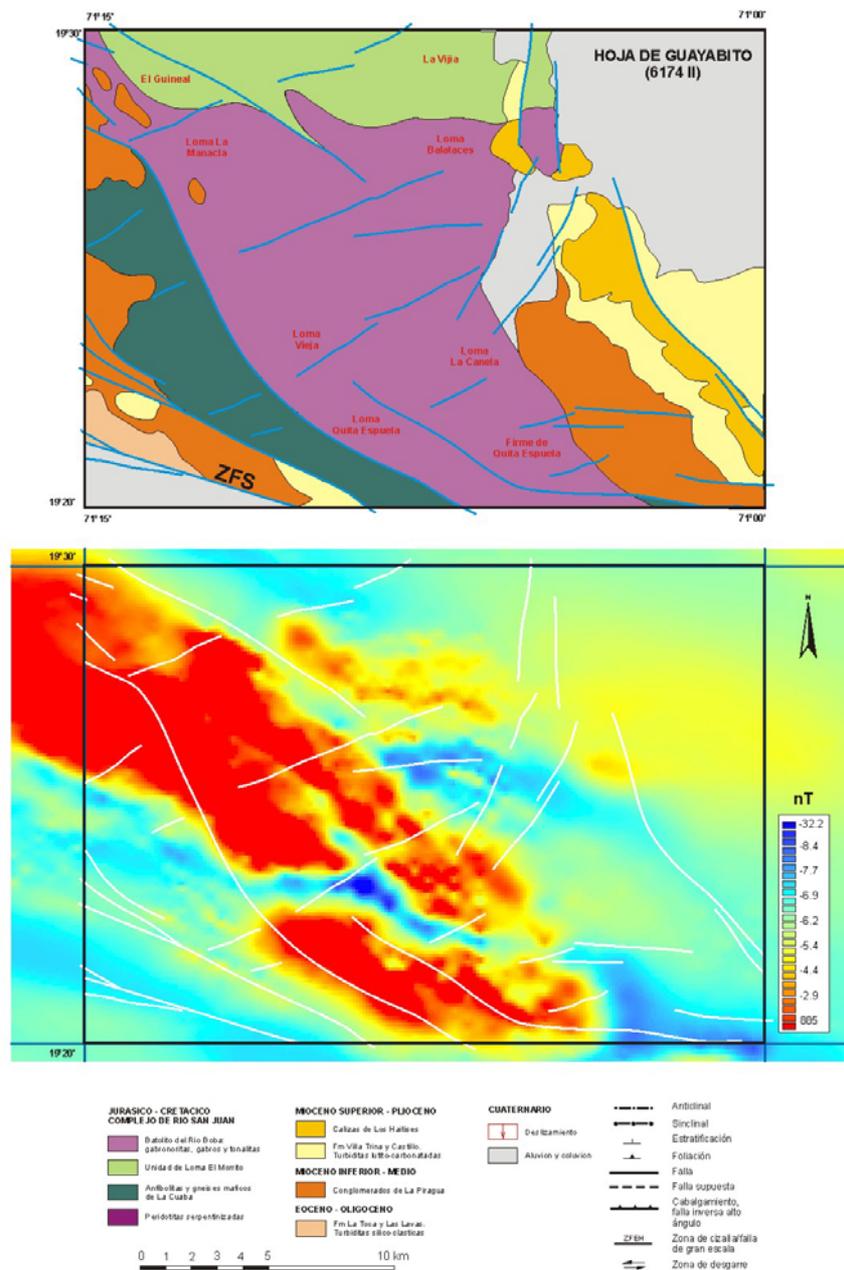


Fig. 4.1. Esquema geológico de la Hoja de Guayabito y mapa del campo magnético reducido al polo con indicación de las principales macroestructuras

En la vecina Hoja de Río San Juan, los materiales caóticos de la base de la Fm Imbert indican la exhumación del complejo de subducción a condiciones submarinas con anterioridad al Eoceno Inferior. Esto implica que la yuxtaposición del sector del complejo septentrional con la unidad de Loma El Morrito a nivel de la Zona de Falla de El Higüero, tuvo lugar en el intervalo Maastrichtiano-Paleoceno. Sin embargo, las relaciones entre las unidades de Loma El Morrito y La Cuaba son desconocidas, ya que la zona de contacto fue intruida por el Batolito del río Boba. No obstante, tanto la Zona de Falla de El Higüero como otras zonas de falla del área han sido reactivadas como desgarres durante las deformaciones posteriores y, particularmente, durante el levantamiento de la Cordillera Septentrional que ha tenido lugar desde el Mioceno Superior.

La macroestructura del sector septentrional del complejo se caracteriza por una serie de pliegues y cabalgamientos frágiles, de dirección ONO-ESE y vergencia al NNE, que imbrican al basamento metamórfico y a las rocas sedimentarias de las Fms. Imbert y La Toca. Este sistema de pliegues también afecta a los Conglomerados de La Piragua (Mioceno Inferior-Medio) aflorantes en la Hoja de Guayabito, aunque aparentemente con un menor acortamiento. Estos cabalgamientos y fallas inversas no deforman a las unidades carbonatadas del Mioceno Medio-Plioceno, por lo que son estructuras previas.

La estructura general de la Hoja de Guayabito (Fig. 4.2) está dominada por numerosas fallas frágiles, de movimiento reciente, con marcada expresión morfológica e incluso con importante sismicidad asociada, como es el caso de la Zona de Falla Septentrional. Estas fallas son desgarres subverticales de dirección NE-SO a ENE-OSO y movimiento transcurrente levógiro, que definen un sistema geométrica y cinemáticamente relacionado con un cizallamiento frágil transcurrente sinistro. Estas fallas se relacionan cinemáticamente con fallas inversas de dirección NO-SE a NNO-SSE, que levantan bloques del basamento y *pop-ups* de escala kilométrica. Considerado en conjunto, el Complejo de Río San Juan aflora en una culminación antiformal de longitud de onda plurikilométrica, bien definida por los Conglomerados de la Piragua y unidades equivalentes circundantes, que está siendo deformada actualmente por un sistema Riedel sinistral de fallas ONO-ESE a O-E de longitud kilométrica, al situarse entre las zonas de falla del Camú y Septentrional.

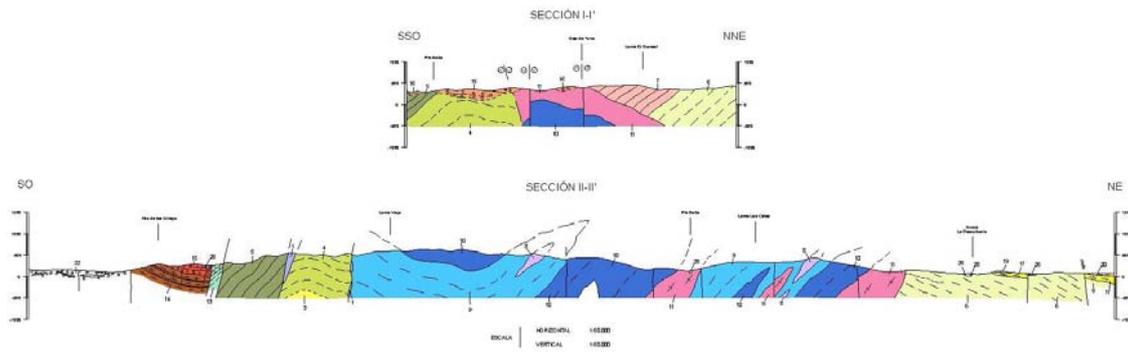


Fig. 4.2. Cortes geológicos esquemáticos de la Hoja, con indicación de las principales macroestructuras. Las numeraciones corresponden a las unidades cartográficas

4.2. Mesoestructuras e Historia deformativa

Para una mejor comprensión de la historia deformativa del Complejo de Río San Juan, se realizaron estudios estructurales a la mesoescala, tanto en las zonas de contacto como en las unidades ígneo-metamórficas del complejo plutonometamórfico y en las rocas sedimentarias de la cobertera terciaria. En base a los criterios de superposición de macro y mesoestructuras, así como a las relaciones microestructurales de las paragénesis minerales relacionadas, en la zona estudiada se han reconocido grupos de estructuras dúctiles, dúctil-frágiles y frágiles, relacionables con tres eventos deformativos principales (D1-D3), con evidencias de un evento deformativo anterior (D0).

En la descripción que sigue a continuación, los datos de mesoestructuras son presentados en términos de los eventos deformativos dúctiles D1 y D2, y el dúctil-frágil y frágil D3, eventos deformativos definidos y descritos en la Tabla. 4.1.

4.2.1. Deformación D0

Está preservada únicamente en ciertos sectores de las peridotitas serpentinizadas de El Helechal, situadas en la base estructural de la Unidad de La Cuba (unidad 1). Consiste en un bandeo modal de escala centimétrica y milimétrica, presente en las

harzburgitas, así como en texturas porfiroclásticas y de deformación plástica intracrystalina en cristales de enstatita. La orientación de estos planos de dirección NO-SE es mayoritariamente subhorizontal y subordinadamente, subvertical. Estas estructuras constituyen una fábrica mantélica de flujo previa a la serpentinización, probablemente relacionada con la dinámica de la cuña del manto suprasubducción. Con esta etapa se relacionan también las raras intrusiones de sills de gabros en las peridotitas.

4.2.2. Deformación D1

Posee diferentes características en las unidades de La Cuaba y de Loma El Morrito, por lo que probablemente no son correlacionables. En las unidades anfibolíticas (3), (4) y (5) de la Unidad de La Cuaba, la principal mesoestructura D1 es una fábrica plano-linear bandeada y porfiroblástica S_1 , de dirección muy variable entre NNE-SSO y NO-SE e incluso E-O, y ángulos medios y bajos de buzamiento al O y SO. La lineación mineral L_1 presenta una gran dispersión en la orientación, desde NNO-SSE a ENE-OSO, con ángulos de inmersión bajos hacia el O y SO. Asociadamente, tuvo lugar un metamorfismo M1 en condiciones de la facies anfibolítica con epidota sin (unidad 5) y con granate (unidad 4), transicional a la eclogítica. De forma poco frecuente, se han observado pliegues isoclinales e intrafoliares del bandeado S_1 y *boudinage* asimétrico de la foliación. En algunas anfibolitas existen evidencias microtexturales que indican que durante D1 tuvo lugar el crecimiento tardi- y post-cinemático del granate junto a un anfíbol pargasítico-tschermakítico, epidota, plagioclasa, cuarzo y rutilo. En momentos avanzados de D1 se produjo la intrusión de gabros, dioritas y tonalitas hornbléndicas, concordantes con la foliación principal S_1 . La edad de la deformación D1 ha sido establecida a partir de la edad de leucotonalitas con granate concordantes en ~85 Ma (U-Pb, en zircones).

4.2.2.1. Deformación en la Unidad de Loma El Morrito

La deformación DpM1 en la Unidad de Loma El Morrito presenta una diferente cinemática. En los esquistos de Puerca Gorda y El Guineal de esta unidad, la foliación SpM presenta una dirección general NNO-SSE a NO-SE y ángulos de buzamiento medios (30-60°), generalmente al SO (Fig. 4.3). La lineación de estiramiento mineral LpM, generalmente definida por nematoblastos de glaucófana visibles en los planos Sp, presenta una mayor dispersión, observándose dos máximos de concentración de polos en las direcciones NE y SE, con ángulos de inmersión generalmente bajos

(<30°). Como se observa en los diagramas de densidad de polos de planos SpM, la dispersión se ajusta a planos subverticales de dirección NNE-SSO, cuyos polos subhorizontales ONO-ESE coinciden con la dirección de plegamiento de etapas deformativas posteriores. La deformación DpM fue pervasiva, no-coaxial y heterogénea, y como establecen los sentidos de cizalla en indicadores cinemáticos consistió en un cizallamiento dúctil sin-metamórfico dirigido al NNE-NE-ESE. El metamorfismo asociado, M1M, fue temporalmente de sin- a tardi-DpM, y desarrolló asociaciones minerales propias de las facies de los esquistos azules y los esquistos verdes, en condiciones metamórficas retrógradas.

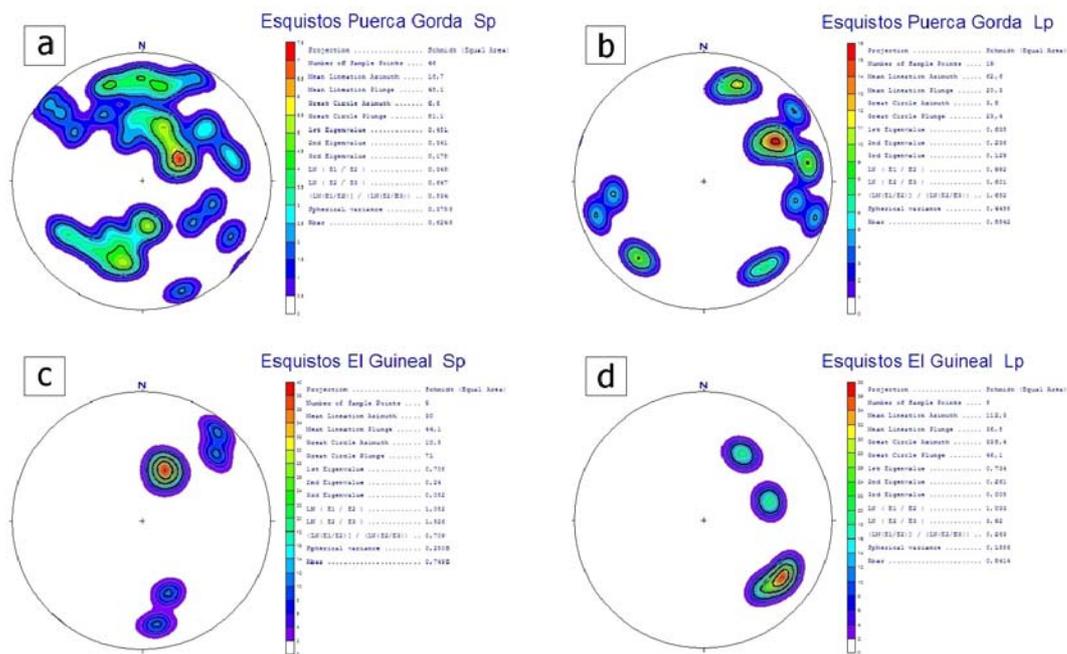


Fig. 4.3 Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales de la deformación D2 (Sp y Lp) en los Esquistos de Puerca Gorda y de El Guineal

4.2.2.2. Intrusión del Batolito del Río Boba

En momentos avanzados de la deformación D1, en la Unidad de La Cuaba tuvo lugar la intrusión del Batolito del Río Boba. Las gabronoritas y gabros han desarrollado una fábrica magmática planar, Sm, definida por un bandeo modal ígneo, que a escala del batolito presenta una orientación predominante ONO-ESE, y ángulos de buzamiento medios y bajos, principalmente al SO. Asociadamente, se desarrolló una lineación mineral Lm, que presenta una amplia dispersión en la subhorizontal, pero con una mayor preferencia por la orientación al SSE. Como establecen las edades

obtenidas en una gabro-diorita hornbléndica, la intrusión de las facies más tardías del batolito tuvo lugar a los $90,1 \pm 0,2$ y $92,0 \pm 7,4$ Ma.

En el Batolito del Río Boba se superponen fábricas subsólidas deformativas de alta-T formadas durante el enfriamiento desde condiciones de la facies de las granulitas con orto y clinopiroxeno (sin granate) a la de las anfibolitas de media/baja-P. La foliación deformativa formada, Sp, posee un carácter no-coaxial y presenta una orientación subparalela a la Sm ígnea, con una lineación mineral y de estiramiento, Lp, dispuesta subhorizontalmente en general. Los indicadores cinemáticos son ambiguos y no se ha podido establecer el sentido de cizalla en las fábricas no-coaxiales.

El batolito aparece también deformado por un sistema de zonas de cizalla subverticales, que dan lugar a la formación de una fábrica Sp+1 no-coaxial subvertical de dirección OSO-ENE, y a una lineación de estiramiento Lp+1 subhorizontal. Donde ha podido ser establecido, el sentido de cizallamiento subvertical es sinistral.

4.2.3. Deformación D2

La fábrica S₁ está afectada en bandas subparalelas y a bajo ángulo por fábricas porfiroclásticas y miloníticas S₂. La deformación D2 está relacionada con la estructuración y el funcionamiento de un cizallamiento dúctil sin-metamórfico de escala kilométrica. En las unidades anfibolíticas (4) y (5), las principales mesoestructuras D2 son una intensa fábrica plano-linear S₂-L₂, con planos Sp de dirección NNO-SSE a NO-SE y ángulos de buzamiento al SO medios, y con una lineación Lp de dirección NNO-SSE a NO-SE y ángulos de inmersión al NO y SE bajos. La deformación D2 es de carácter retrógrado y produce el reemplazamiento del granate por agregados de anfíbol hornbléndico y plagioclasa en "coronas" y agregados simplectíticos. En momentos avanzados de D2 tuvo lugar la intrusión de gabros, dioritas y tonalitas hornbléndicas concordantes con la foliación principal S₂. El metamorfismo M2 fue temporalmente de sin- a tardi-D2, y tuvo lugar en condiciones metamórficas retrógradas propias de las facies de las anfibolitas y de los esquistos verdes.

4.2.4. Deformación D3

Afecta tanto al basamento metamórfico del Complejo de Río San Juan como a las rocas sedimentarias de la cobertera. La Unidad de La Cuaba y el Batolito del Río Boba

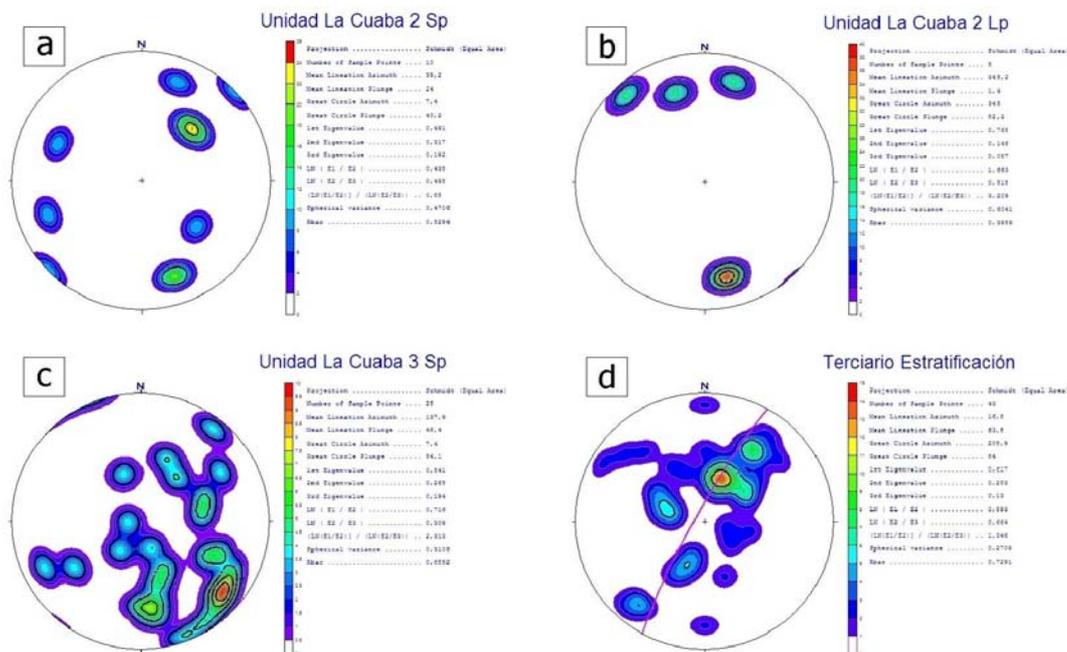


Fig. 4.5. (a-c) Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales de las deformaciones D1 y D2 (Sp y Lp) en la unidad (4) de la Unidad de La Cuaba en el sector de la loma Guaconejo. (d) Diagrama de densidad de polos de la estratificación (S₀) en las Fms. Imbert y La Toca

El sistema de pliegues y cabalgamientos frágiles D3 fue generado por una deformación transpresiva. Como estos pliegues implican a las rocas de las Fms. Imbert y La Toca, pero no afectan a las Fms. Villa Trina y Los Haitises, la deformación D3 posee probablemente una edad Mioceno Inferior-Medio.

4.2.5. Fracturación tardía

La estructura frágil general de la Hoja de Guayabito está dominada por numerosas fallas tardías, que constituyen zonas de falla y sistemas de fracturas subverticales agrupables en dos familias conjugadas de diferente desarrollo: la familia sinistral predominante, NE-SO a ENE-OSO; y la familia dextral subordinada, ESE-ONO a E-O. Las dos familias de fallas conjugadas son compatibles con un sistema cartográfico Riedel sinistro de dirección ESE-ONO a E-O, que afecta también a los materiales cenozoicos. La Zona de Falla Septentrional constituye una estructura transcurrente sinistral de dirección E-O y gran escala, que levanta el bloque de la Cordillera Septentrional sobre los materiales neógenos y cuaternarios de la Cuenca del Cibao.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Análisis geomorfológico

En el presente capítulo se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo su origen (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales) es descrito en el apartado correspondiente (2.2.3).

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

5.1.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Así, los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan y su cobertera paleógena se alinean a favor de estructuras de dirección NO-SE, configurando sucesiones de elevaciones y valles con dicha orientación. Por su parte, el techo de los materiales sedimentarios plio-pleistocenos de la Cordillera Septentrional conforma una superficie estructural incidida por una eficiente erosión fluvial y trastocada localmente por una fracturación cuyos efectos son la creación y desnivelación de bloques. Tanto en el Valle del Cibao como en la Llanura Costera de Nagua, el conjunto sedimentario aflorante oculta totalmente las estructuras del sustrato; en cualquier caso, el límite del valle con la cordillera tiene un marcado condicionante estructural, al estar configurado por la falla Septentrional.

5.1.1.1. Formas estructurales

Se encuentran ampliamente distribuidas, principalmente por el ámbito de la Cordillera Septentrional y sus bordes. Las más destacadas son las *fallas con expresión morfológica*, que se manifiestan a través de la delimitación de las grandes unidades

oroográficas, así como en la distribución de algunos relieves menores y en la orientación de numerosos elementos de la red de drenaje (Fig. 5.1). En ocasiones se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos y en otros, ciertos rasgos morfológicos parecen estar condicionados por ellas, sin que se tenga la total certeza de su existencia, habiéndose representado en ambos casos como *fallas supuestas*.

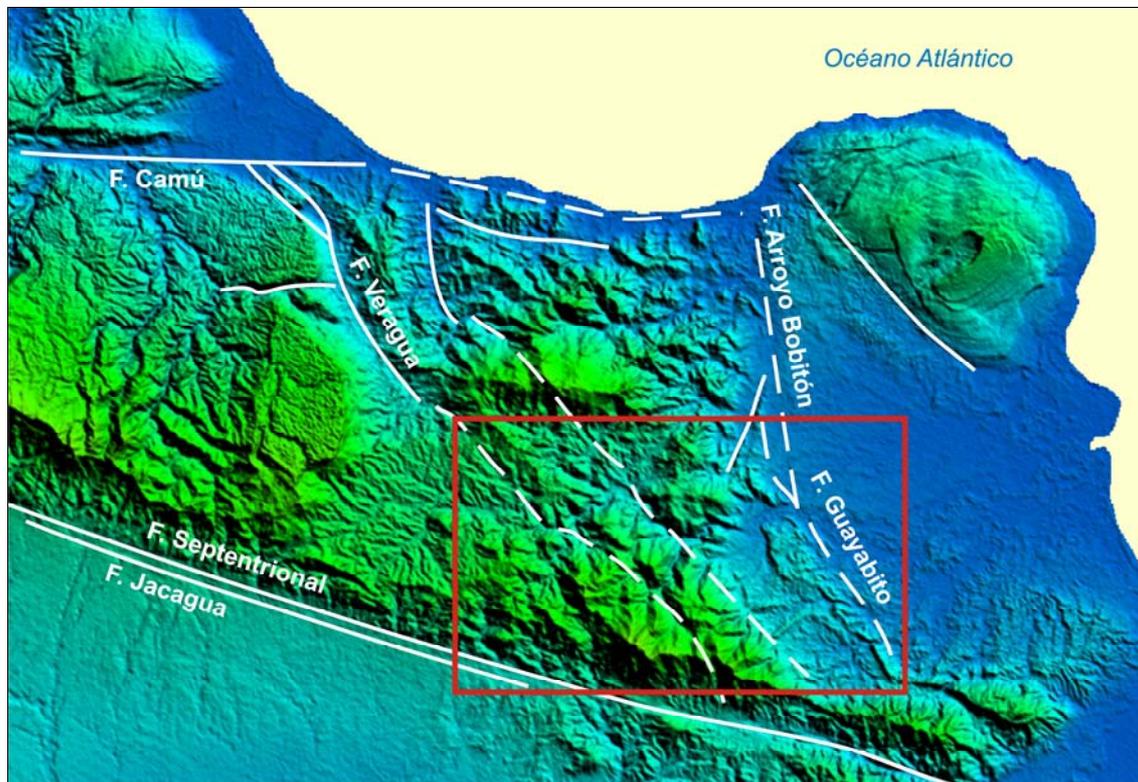


Fig.5.1. Principales fallas con expresión morfológica de la Hoja de Guayabito

En cualquier caso, la falla más relevante es la Septentrional, de orientación ONO-ESE. En realidad, se trata de un sistema de varias *fallas en dirección* paralelas de carácter sinistro, de las que la principal limita la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao; pese a su carácter rectilíneo a escala regional, en detalle se observa cómo el frente de la cordillera muestra un retroceso incipiente debido a la acción erosiva de los numerosos cursos fluviales que abandonan la cordillera, indicando que la falla no es activa actualmente. Por el contrario, la clara adaptación de la red de drenaje a la falla de Jacagua (que discurre al sur de la principal a una distancia aproximada de 1 km) en la vecina Hoja de Salcedo (6174-III), indica su actividad, confirmada por diversos estudios (Mann *et al.*, 1998). Otras fallas ligeramente oblicuas a la principal, discurren al norte de ella, manifestándose mediante un perceptible cambio de pendiente de la cordillera.

Debido a la componente vertical de los desgarres, los señalados anteriormente poseen un marcado *escarpe de falla, degradado* en algunos segmentos de las fallas inactivas. El más perceptible sobre el terreno es el que limita la cordillera, que puede sobrepasar 100 m de altura, especialmente por el notable contraste morfológico que ofrece el valle; no obstante, el escarpe de la falla de Jacagua posee una mayor continuidad, si bien su altura no sobrepasa 10 m; a diferencia de las restantes fallas de este sistema, su labio levantado es el meridional.

Otras importantes fallas con evidente expresión morfológica constituyen una posible prolongación de la falla del Camú, que discurre al noroeste de la región con dirección E-O a través del valle del río Yásica, delimitando al este del río un segmento del frente de la Cordillera Septentrional; la más destacada de dichas fallas es la del río Veragua, de dirección NNO-SSE. También posee un notable reflejo morfológico el sistema de fallas de Guayabito, que constituye la prolongación meridional de las fallas del Arroyo Bobitón. Poseen una orientación NNO-SSE que al sur gira suavemente a NO-SE; su principal manifestación es la elevación del umbral de Guayabito-Los Ramones. Son muy numerosas las fallas de menor entidad que condicionan la orientación de diversos tramos de la red de drenaje, predominando las de orientación ESE-OSO.

Las morfologías condicionadas por la distinta resistencia a la erosión ofrecida por los materiales aflorantes, o formas litoestructurales, se concentran en los flancos de la cordillera, destacando los resaltes de *línea de capa con indicación del buzamiento*, acompañados frecuentemente por *escarpes*. En su mayor parte reflejan el contraste entre las margas de la Fm Villa Trina, fácilmente erosionables, y los resistentes niveles de calizas de la Fm Los Haitises; estos escarpes calcáreos pueden alcanzar 60 m de desnivel.

5.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Septentrional, el Valle del Cibao y la Llanura Costera de Nagua, tiene como resultado una expresión morfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo de todo el Cenozoico. Sobre sus relieves positivos han actuado a lo largo del Cuaternario, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o al modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial, gravitacional y por meteorización química. Por lo

que respecta al valle y a la llanura, son los procesos fluviales los condicionantes fundamentales de su aspecto actual.

Además de los anteriores, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos poligénicos y lacustre-endorreicos, sin olvidar la posible influencia que han podido ejercer los procesos marino-litorales, tal como se deduce de la evolución seguida en zonas próximas de la cordillera o en el Promontorio de Cabrera (Hojas a escala 1:50.000 de Río San Juan y Cabrera).

5.1.2.1. Formas gravitacionales

Se trata de morfologías repartidas principalmente por la Cordillera Septentrional, cuyos bordes coinciden con frecuencia con *cambios bruscos de pendiente*. En cualquier caso, son menos abundantes de lo que cabría esperar en función de las elevadas pendientes existentes, debido a que la propia dinámica de retroceso de las vertientes provoca su permanente evolución, así como al rápido enmascaramiento de este tipo de formas por la vegetación.

En relación con los desniveles más verticalizados, se producen caídas de bloques, de escala métrica, cuyas principales manifestaciones se producen en los escarpes de la Fm Los Haitises y sus materiales equivalentes, así como en las vertientes más escarpadas de los valles principales.

5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son las que adquieren una mayor representatividad, especialmente en el Valle del Cibao y en la Llanura Costera de Nagua, donde configuran la práctica totalidad de su superficie.

Los *fondos de valle* son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje, destacando entre ellos por su envergadura el del río Boba, junto al que es preciso señalar los correspondientes a los ríos Baquí y Jaya. Los cursos más destacados poseen una *llanura de inundación* acorde con su envergadura, adquiriendo su máximo desarrollo al abandonar la cordillera, sobresaliendo el caso de los ríos Boba y Baquí, en los que la llanura sobrepasa 1 km de anchura. Durante las épocas de crecidas

importantes, su aspecto varía drásticamente, quedando toda la llanura anegada y determinando la geometría del cauce, considerando como tal el conjunto de la llanura de inundación y el fondo de valle o canal; por el contrario, en las épocas de estiaje se observan barras de gravas de dimensiones decamétricas. En el ámbito de Guayabito son frecuentes los *cauces y meandros abandonados* dentro de la llanura de inundación del río Boba, denotando una deriva aleatoria del cauce.

Tan sólo se han identificado *terrazas* en el valle del Boba, en general con *escarpes* marcados, que se han considerado informalmente terrazas bajas, al disponerse a cotas inferiores a +15 m sobre el cauce actual. Los niveles de terraza se restringen al paso por la cordillera, hecho acorde con el posible pasado de la llanura costera como bahía.

En cualquier caso, las formas más extensas son los *abanicos aluviales*, que constituyen la mayor parte de la superficie del Valle del Cibao y de la Llanura Costera de Nagua. Se configuran como extensos piedemontes, a modo de orla de la Cordillera Septentrional, incididos por los numerosos ríos y arroyos que parten de ésta. Además de estos grandes sistemas de abanicos coalescentes, se han identificado conos de deyección y pequeños abanicos en la salida de algunos cursos fluviales a la llanura costera.

Las formas erosivas también son variadas, habiéndose reconocido *incisión lineal*, densamente desarrollada en la cordillera por sus múltiples ríos y arroyos; entre sus distintos elementos se han configurado *aristas en interfluvios*, que en algunas zonas poseen carácter de *arista o divisoria montañosa*, destacando la que individualiza los drenajes cibaños de los restantes atlánticos. La intensa erosión sobre las argilizaciones del macizo de Río San Juan ha propiciado la elaboración de *áreas acaravadas*, a diferencia de lo observado sobre sustratos más resistentes a la erosión, donde la incisión ha esculpido *escarpes*, así como *gargantas y desfiladeros*, bastante extensos en el caso del río Boba.

La erosión remontante, favorecida en algunas zonas de fractura, ha dado lugar a *capturas*, entre las que cabe destacar la del río Boba, que atraviesa de oeste a este el macizo de Río San Juan, merced a la cual recoge los drenajes de la depresión de Canete, en la Hoja de Salcedo (6174-III). El catálogo de formas erosivas fluviales se completa con la *erosión lateral del cauce* que afecta a los meandros de los principales ríos.

La litología y la estructura son los principales condicionantes de la geometría de la red de drenaje, por lo que ésta sigue pautas diferentes en los diversos dominios de la zona. En la Cordillera Septentrional, la red muestra un patrón dendrítico influenciado por la densa red de fracturación, que da lugar a numerosos cambios en la dirección de los elementos fluviales, que muestran patrones variados. En el Valle del Cibao y la Llanura Costera de Nagua, la red posee geometría dendrítica y carácter consecuente, descendiendo a favor de la pendiente de los abanicos aluviales en los que se encuentra encajada.

Como principales factores condicionantes de la futura evolución de la red fluvial, deben tenerse en cuenta: la influencia de la actividad de la falla Septentrional, elevando la cordillera y con ello incrementando el régimen energético de la misma; las modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las eventuales capturas derivadas de ella; las modificaciones del cauce activo en las llanuras aluviales de la llanura costera; y la progresión de la disolución kárstica en los afloramientos calcáreos.

5.1.2.3. Formas lacustres y endorreicas

Se trata de un reducido número de áreas endorreicas de escasa relevancia y dimensiones de orden hectométrico, localizadas en el sector suroriental del macizo de Río San Juan.

5.1.2.4. Formas originadas por meteorización química

Poseen una gran representación en los afloramientos calcáreos de la Fm Los Haitises, configurando en ésta varias *áreas con intensa karstificación*, localizadas en las proximidades de Guayabito. Aparecen como densos *campos de dolinas* y localmente, como una sucesión de mogotes o *hums* (haitises).

En cualquier caso, las formas más extendidas son las *dolinas*, individualizadas cuando sus dimensiones lo han permitido, predominado las formas elípticas; su confluencia ha dado lugar a la formación de *uvalas*. A una escala inferior, también se observa por la totalidad de los afloramientos calcáreos el desarrollo de un *campo de lapiacés* desnudo. El espectro de formas originadas por meteorización química de rocas

carbonatadas se completa por la presencia de formas endokársticas, entre ellas cuevas, cuyas dimensiones no han aconsejado su individualización cartográfica.

En el caso de las rocas silíceas, sin duda el producto más extendido son las abundantes *argilizaciones* del macizo de Río San Juan, puestas de manifiesto por arcillas rojas. Constituyen el producto típico de la meteorización química de rocas ígneas y metamórficas, favorecida por un ambiente tropical. Localmente, en el macizo también se observan puntuales manifestaciones de relieves en *bolos*, en cuya génesis influye el diaclasamiento de la roca, así como su composición y textura.

5.1.2.5. Formas poligénicas

Pese a la evidente actividad poligénica desarrollada en el ámbito de la Cordillera Septentrional, en la mayor parte de los casos no genera formas definidas susceptibles de ser representadas. Las más destacadas son los *picos principales*, dispuestos en la mayor parte de los casos a lo largo de las divisorias hidrográficas principales del macizo de Río San Juan, destacando la loma de Quita Espuela.

Como formas con depósito, cabe señalar los *pedemontes* del borde oriental del macizo, cuyo mejor ejemplar es el de Monte Llano, con un marcado *reborde de depósito*. Se configuran como planicies colgadas con respecto a la red fluvial actual, descendiendo imperceptiblemente desde el borde del macizo de Río San Juan hacia el noreste. El carácter rectilíneo del borde del macizo sugiere su naturaleza tectónica, hecho que parece respaldado por el escalonamiento del piedemonte localizado al noroeste de La Pocilga.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque la morfología de la región es el resultado de los procesos acaecidos a lo largo de la historia de la Cordillera Septentrional, el diseño de su fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Mioceno Medio, cuando el macizo de Río San Juan se habría alzado como un relieve positivo. Una importante transgresión acontecida a finales del Mioceno Medio, provocó la instalación en torno al macizo de una cuenca marina relativamente profunda en la que se depositó la Fm Villa Trina, cuenca que evolucionó en el Plioceno a la extensa plataforma carbonatada en la que se depositó la Fm Los Haitises, observándose durante todo este lapso de tiempo una profundización de la

cuenca hacia el norte y el este. Por lo que respecta al Valle del Cibao, configuraría una cuenca marina entre las cordillera Central y Septentrional, siendo difícil establecer su posición precisa con relación a la segunda debido a la incertidumbre acerca del desplazamiento producido por la falla Septentrional entre ambos dominios desde entonces.

En las proximidades del límite Plioceno-Pleistoceno, las áreas emergidas del macizo de Río San Juan habrían comenzado a sufrir los efectos de una intensa meteorización química, que a su vez favorecería el desarrollo de una enérgica erosión por parte de la red de drenaje. Sea como fuere, en el Pleistoceno Medio ya se habría producido la emersión del actual ámbito de la cordillera, con el consiguiente retroceso de la línea de costa en sectores septentrionales y orientales de la región, habiendo dando comienzo el depósito en las plataformas arrecifales correspondientes a la Fm La Isabela.

En un estadio posterior, probablemente a finales del Pleistoceno Superior, se produjeron modificaciones paleogeográficas sustanciales en la zona, destacando la irrupción en la Llanura Costera de Nagua de extensos abanicos aluviales procedentes del macizo de Río San Juan; a falta de datos del subsuelo, no puede precisarse si previamente tuvo lugar el depósito del nivel más reciente de la Fm La Isabela (posteriormente hundida debido a la acción de la falla de San Rafael), o si no se produjo dicho depósito al configurarse esa zona como una bahía influenciada por la desembocadura de un incipiente río Boba.

En el ámbito de la cordillera, la red de drenaje ya habría esbozado su geometría actual, basada en cursos adaptados en buena medida a la estructura. Su actividad es especialmente patente en la vertiente meridional, afectada por un desnivel superior debido a la actividad de la Zona de Falla Septentrional, provocando que los cursos fluviales generasen extensos sistemas de abanicos coalescentes que tapizaron el Valle del Cibao. En cualquier caso, para alcanzar la configuración actual de la red fueron necesarias dos importantes capturas: por una parte, la de la depresión de Canete por parte del río Boba, que ha dado lugar a una enérgica incisión lineal desde entonces; y por otra, la del río San Juan (Hoja a escala 1:50.000 de Río San Juan, 6174-I), que se abriría paso hasta su posición actual merced a acción de las fallas del arroyo Bobitón, abandonando su desembocadura en la Llanura Costera de Nagua.

La elevación del Ridge de Beata durante el Pleistoceno ha tenido su reflejo en la zona a través del ascenso de los abanicos aluviales del Valle del Cibao situados en el

extremo occidental del *ridge*. Esta elevación ha provocado, a su vez, el desvío de algunos cursos fluviales al abandonar la Cordillera Septentrional.

Durante el Holoceno, la principal actividad fluvial ha consistido en el encajamiento de la red, cuantificable cuando ha tenido lugar sobre los abanicos pleistocenos.

Como principales factores condicionantes de la futura evolución de la región, debe tenerse en cuenta la tendencia ascendente de la misma, con el consiguiente retroceso de la línea de costa y el descenso del nivel de base, circunstancias que incrementarán el poder erosivo de los elementos de la red fluvial, con la consiguiente erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella. Asimismo, deben considerarse: la influencia de las fallas que desnivelan bloques en la Cordillera Septentrional, la actividad gravitacional en las vertientes y los retoques producidos por los fenómenos kársticos.

5.3. Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico

Se denomina procesos activos a aquellos fenómenos de origen endógeno o exógeno, potencialmente funcionales sobre la superficie terrestre y cuyo principal interés es que bajo determinadas circunstancias son susceptibles de constituir riesgo geológico. Su cartografía supone, por tanto, un inventario de procesos geológicos funcionales, siendo preciso recordar el carácter generalmente imprevisible de buena parte de los fenómenos naturales, tanto en zonas muy activas como en zonas de baja actividad geodinámica.

Los datos reflejados en la cartografía son el resultado de un reconocimiento general realizado mediante la interpretación de fotografías aéreas y la realización de recorridos de campo, por lo cual se trata de una estimación preliminar y orientativa de los principales procesos geodinámicos activos del territorio. Consiguientemente, la información aportada tanto en el mapa como en la presente memoria no exime de la necesidad legal de realizar los estudios pertinentes en cada futuro proyecto ni debe ser utilizada directamente para la valoración económica de terrenos o propiedades de cualquier clase.

Igualmente, ha de tenerse presente que a la escala de trabajo carecen de representación algunos fenómenos claramente perceptibles sobre el terreno. Sirva de

ejemplo la nutrida red de arroyos y cañadas de la cordillera, afectados por procesos erosivos y, al menos temporalmente, de inundación; los primeros son representables mediante el correspondiente símbolo de incisión lineal, pero la escala no permite una representación areal de los segundos.

Dentro de la Hoja de Guayabito existe una gran variedad en cuanto a la naturaleza de los procesos activos, habiéndose reconocido diversos tipos de actividad: sísmica, tectónica, asociada a movimientos de laderas, por procesos de erosión, de inundación y de sedimentación, y asociada a litologías especiales.

5.3.1. Actividad sísmica

La sismicidad es uno de los procesos activos más relevantes de La Española, como consecuencia de su situación en un contexto geodinámico de límite entre dos placas: Norteamericana y del Caribe. Actualmente existe consenso en el reconocimiento de las principales estructuras tectónicas de la isla y su relación con el desplazamiento relativo entre las placas litosféricas citadas. No obstante, aunque los rasgos generales son conocidos, el estudio de detalle de la actividad sísmica en la República Dominicana tropieza con una cierta escasez de datos. Los registros históricos e instrumentales son pocos y no pueden considerarse definitivos.

El registro histórico se inicia con la llegada de los españoles en el siglo XV, lo que limita su ámbito a los últimos 500 años, a diferencia de otras zonas del planeta donde el registro histórico abarca un milenio (Europa, Oriente Medio) o excepcionalmente varios milenios (China). Por lo que respecta al registro instrumental, también tiene graves inconvenientes, pues la Red Sísmica de la República Dominicana fue establecida durante los trabajos del Programa SYSMIN (Prointec, 1999) y su registro es, por tanto, manifiestamente incompleto.

Por ello, los catálogos existentes más antiguos provienen, en su mayor parte, de agencias situadas fuera del territorio dominicano, por lo que sólo se han detectado los eventos con magnitudes lo suficientemente grandes como para ser registradas por redes alejadas. La red sísmica de Puerto Rico ofrece una buena cobertura del territorio dominicano en cuanto a superficie, pero no así en cuanto a tiempo, ya que su registro se restringe al periodo posterior a 1985.

Para la elaboración del presente trabajo se ha accedido a las bases de datos de la Red Sísmica Nacional Dominicana (RSND), el Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), la Red Sísmica de Puerto Rico (PRSN) y el Middle American Seismograph Consortium (MIDAS), además de las incluidas en el citado proyecto SYSMIN. El periodo cubierto ha sido 1505-2010.

La Hoja de Guayabito pone de manifiesto la necesidad de abordar los estudios sísmicos en relación con áreas de un orden de magnitud superior, ya que en la Hoja la distribución de epicentros aparece como una nube de puntos muy dispersos que no sigue un patrón evidente. Sin embargo, en una representación de escala regional se observa la pertenencia de dichos epicentros a un dominio con importante actividad sísmica delimitado por la falla Septentrional, al sur, y el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe, al norte (Fig. 5.2).

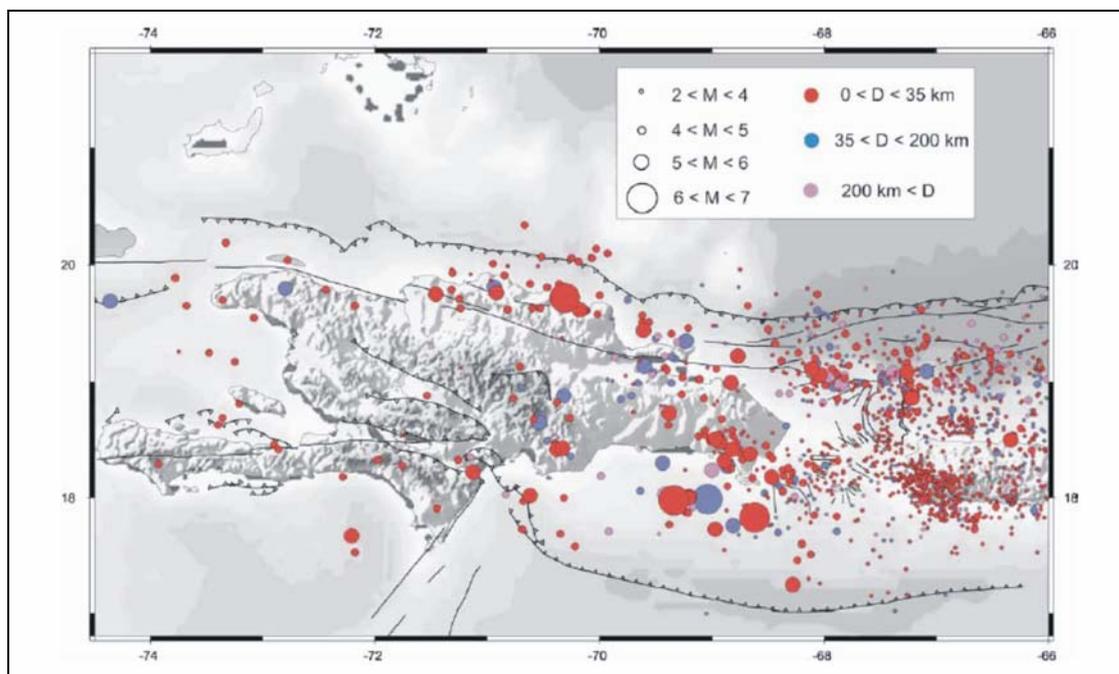


Fig. 5.2. Sismicidad instrumental de La Española (1972-2002). Catálogo NEIC-USGS (Calais, 2008)

En cualquier caso, en los seísmos registrados en la Hoja son de carácter intermedio (25-54 km) y profundo (109-130 km), pudiendo correlacionarse en algunos casos con las estructuras cartografiadas. En cuanto a su magnitud, el mayor evento registrado alcanzó un valor de 5,1 (1951). Cabe destacar que la zona se vio afectada de forma directa por la sucesión de seísmos desencadenados entre 1946 y 1953 en el sector

nororiental de La Española (Dolan y Wald, 1998), relacionándose con el proceso de subducción de la placa Norteamericana bajo la Caribeña (Fig. 5.3).

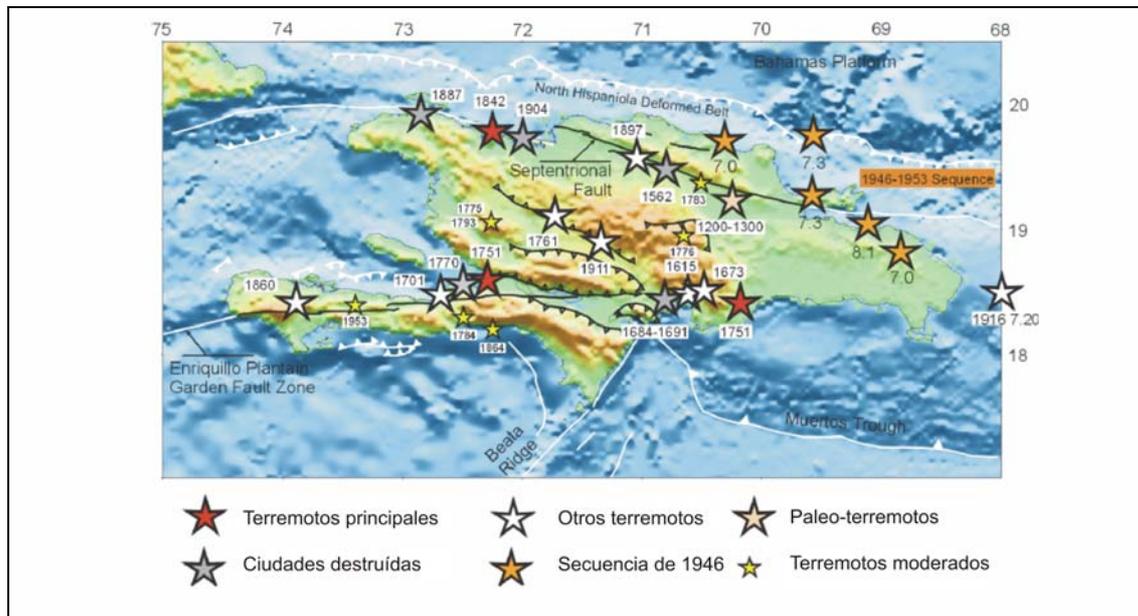


Fig. 5.3. Sismicidad histórica en La Española anterior a 1960 (Calais, 2008)

También el registro geológico reciente pone de manifiesto la actividad sísmica de la zona, tal como indican Mann *et al.* (1998), al señalar trazas de un seísmo importante en las trincheras abiertas en relación con la Zona de Falla Septentrional, en las inmediaciones de los ríos Licey (Hoja a escala 1:50.000 de Santiago, 6074-I) y Cenoví (Hoja a escala 1:50.000 de Salcedo, 6174-III), proporcionando las dataciones por carbón una edad de 1030-1240 años. En el mismo ámbito tuvo lugar el seísmo que en 1562 destruyó totalmente la antigua ciudad de Santiago, situada junto a Jacagua, relacionado con la actividad de la falla de Jacagua, confirmando su actividad actual.

5.3.2. Tectónica activa

En una región donde la tectónica activa es evidente, como denuncia el registro sísmico, se reconocen diversos rasgos que denuncian este tipo de actividad. Sin duda, los más destacados son las *fallas*, de entre las que destaca el conjunto de *fallas en dirección* de orientación ESE-ONO relacionado con la Zona de Falla Septentrional. La mayor parte de ellas no son activas actualmente, si bien sus *facetas triangulares* y los *escarpes de falla degradados* indican su actividad tectónica reciente; por el contrario, la actividad actual de la falla de Jacagua ha sido abordada exhaustivamente por Mann *et al.* (1998), siendo indicada por su *escarpe de falla* y por la influencia que ejerce

sobre la geometría de la red de drenaje actual, especialmente en la Hoja vecina de Salcedo (6174-III).

El *frente montañoso lineal* constituido por los bordes oriental y meridional del macizo de Río San Juan sugiere su carácter tectónico reciente. Otro tanto puede decirse de las fallas y *fallas supuestas* relacionadas con materiales cuaternarios, tal como ocurre en el Valle del Cibao y la Llanura Costera de Nagua.

El ámbito de la Hoja correspondiente al Valle del Cibao puede considerarse como un *área elevada en movimientos de gran radio*, como consecuencia del ascenso del Ridge de San Francisco, del que la zona en cuestión constituye el extremo noroccidental.

La tectónica activa también se manifiesta a través de diversos rasgos relacionados con la red de drenaje, como son las *pendientes anómalas por exceso*, las *inflexiones bruscas* de algunos de sus elementos, los *encajamientos anómalos* y las *capturas*.

5.3.3. Actividad asociada a movimientos de laderas

Se trata de una actividad muy destacada en la Cordillera Septentrional, tanto por la extensión de su ámbito de actuación como por su incidencia en algunas zonas sobre la población, especialmente a través de los deslizamientos; no obstante, su relevancia en la Hoja de Guayabito es sensiblemente menor, tanto por sus escasos habitantes como por el escaso desarrollo de deslizamientos.

La actividad gravitacional se manifiesta a través de *caídas de bloques*, de envergadura variable, asociadas a los escarpes estructurales de la Fm Los Haitises en el umbral de Guayabito-Los Ramones y a las vertientes abruptas de los valles principales, especialmente el del río Boba.

5.3.4. Actividad asociada a procesos de erosión

El enérgico relieve de la Cordillera Septentrional hace que se hayan considerado diversas *áreas sometidas a una intensa erosión*. En su mayor parte se deben desarrollo alcanzado por las argilizaciones en el macizo de Río San Juan,

favoreciendo la actuación los procesos erosivos; en el caso de la vertiente meridional de la loma de Quita Espuela hay que añadir la eficacia de estos procesos debido a las elevadas pendientes existentes. Junto a las áreas consideradas en el macizo, se ha individualizado una en el sector suroriental de la Hoja, donde se observa una densa incisión fluvial sobre los Conglomerados de La Piragua y los materiales que constituyen el equivalente lateral de la Fm Villa Trina.

La principal manifestación de los procesos erosivos viene dada por la *incisión lineal* ligada a la actividad de la red de drenaje, siendo muy destacada la *erosión lateral del cauce*, especialmente en el caso de los ríos principales, fenómeno que favorece las frecuentes modificaciones de su curso principal. En diversas zonas también se observa el desarrollo de *cárcavas*, especialmente al norte de Rancho Abajo.

5.3.5. Actividad asociada a procesos de inundación y sedimentación

Es la actividad que se produce por una mayor variedad de procesos, además de ser la que tiene una mayor incidencia sobre la población. Su origen está relacionado con la actividad fluvial, el desarrollo lacustre-endorreico y, en general, con cualquier tipo de proceso generador de flujos acuosos o aportes sedimentarios susceptibles de acumularse en áreas deprimidas.

Los procesos de inundación y sedimentación actúan de forma prácticamente continua sobre los *fondos de valle* de los ríos y arroyos de la zona, a diferencia de las *llanuras de inundación* y los *cauces y meandros abandonados* en ellas, en los que las inundaciones se producen de forma estacional; por su envergadura es digna de destacar la llanura aluvial de los ríos Boba y Baquí. Los *conos de deyección* poseen una funcionalidad menos predecible, lo que dificulta su tratamiento, pudiendo dar lugar a violentos depósitos de masas con una participación acuosa variable.

El régimen pluviométrico de la región hace que las *áreas endorreicas* puedan aparecer como áreas inundadas o encharcadas. También pueden convertirse en áreas inundadas tras lluvias intensas las innumerables depresiones de origen kárstico de los afloramientos calcáreos de la Fm Los Haitises, especialmente las depresiones revestidas por un importante depósito de arcillas de descalcificación.

5.3.6. Actividad asociada a litologías especiales

También se relacionan con los afloramientos de naturaleza calcárea, destacando las *áreas con depresiones por disolución sin representación cartográfica individualizada* de la región de Guayabito, desarrollada en relación con la Fm Los Haitises. No obstante, también son abundantes las *depresiones por disolución* cuyas dimensiones han posibilitado su representación cartográfica individualizada. Evidenciando la actividad kárstica, aunque con efectos menos perceptibles, hay que señalar el extenso *lapiaz desnudo* desarrollado en los afloramientos de la unidad citada.

Además de los procesos de disolución, es preciso tener en cuenta los potenciales procesos de colapso que podrían generarse como consecuencia del desarrollo del endokarst, originando en su caso dolinas en superficie.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro geológico de la Hoja de Guayabito permite reconstruir una larga y tortuosa evolución que se remonta a comienzos del Cretácico. Los primeros compases de esta reconstrucción se basan en datos puntuales e inconexos en el tiempo, por lo que su interpretación posee un cierto grado de especulación. Por el contrario, las etapas más recientes son bien conocidas merced a un registro más continuo y de mayor dispersión geográfica.

A nivel geodinámico, la historia geológica de la zona ha estado condicionada por la evolución del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana desde el arco insular primitivo del Caribe, ligado a la subducción de la placa Norteamericana bajo la proto-caribeña en el Cretácico, hasta la colisión oblicua y el régimen transpresivo subsiguiente. A nivel regional, la fisonomía actual responde a la evolución reciente del territorio correspondiente a la Cordillera Septentrional y sus zonas limítrofes.

El primer evento deducible en la zona durante el Cretácico Inferior corresponde al inicio de la subducción del océano proto-caribeño bajo el arco isla del Caribe con polaridad hacia el suroeste, registrándose magmatismo de arco boninitico y toleítico que dio lugar a los protolitos de los Esquistos de Puerca Gorda y de El Guineal y a gran parte de los protolitos de la Unidad de La Cuaba. Las peridotitas serpentizadas de El Helechal formarían parte de la cuña de manto supra-subducción. Se produjo la formación del canal de subducción y el comienzo de un metamorfismo progrado de alta presión.

El Cretácico Superior registró procesos de subducción y acreción de unidades, así como el inicio de un metamorfismo progrado. Las condiciones del pico bórico del metamorfismo de media/alta presión se registraron en las rocas de las unidades de La Cuaba y de Loma El Morrito, desarrollándose posteriormente un metamorfismo retrógrado asociado con procesos de exhumación. La actividad en la Zona de Falla de El Higüero se prolongó hasta el Maastrichtiano más alto o el Paleoceno. En los últimos compases del Cretácico, se inició la colisión del arco isla del Caribe con el margen continental de Norteamérica, cesando la actividad mágmatica relacionada con la subducción.

Con el cambio en el régimen geodinámico debido a la colisión oblicua entre las placas y el consiguiente paso a una tectónica de desgarres, presidida en la región por las zonas de falla Septentrional y del Camú, a comienzos del Terciario (Paleoceno-Eoceno Inferior) se produjo la exhumación submarina del complejo de subducción del macizo de Río San Juan, que constituiría el área fuente de los depósitos en masa caóticos correspondientes a la Fm Imbert. La nueva configuración regional se basaría en la existencia de una gran cuenca submarina que durante el Eoceno Medio-Mioceno Inferior registró ingentes aportes de tipo turbidítico correspondientes a los niveles superiores de dicha formación y, especialmente, a la Fm La Toca.

La actividad transpresiva de los desgarres, de orientación ESE-ONO predominante, dio lugar a grandes desplazamientos, yuxtaponiendo territorios que anteriormente habrían estado separados en mayor o menor medida, según los casos. Además del desarrollo de desgarres, en un momento impreciso del Mioceno Inferior-Medio la región fue sometida a un plegamiento de idéntica orientación, así como al desarrollo de cabalgamientos de medio-alto ángulo.

La principal manifestación regional de la deformación fue la elevación del macizo de Río San Juan, que inmediatamente fue sometido a una enérgica erosión cuyo principal reflejo es la sedimentación de los Conglomerados de La Piragua, a modo de orla aluvial del macizo. Pese a su ubicación contigua en la actualidad, la distinta composición de los Conglomerados de El Firme sugiere su procedencia de un área madre diferente, difícilmente precisable con los datos existentes.

Tras este breve periodo sometida a un régimen continental, aún en el Mioceno Medio la región sufrió una importante transgresión, de forma que en torno al macizo se registraron nuevamente condiciones marinas que dieron lugar al depósito de la Fm Villa Trina y, en el borde del macizo, de facies transicionales. A partir del Plioceno, se ha producido una tendencia ascendente continua, que en primera instancia provocó la instalación de una plataforma marina en la que se produjo el depósito de la Fm Los Haitises. Posteriormente, el retroceso de los ambientes marinos y el consiguiente incremento del territorio emergido, dieron lugar durante el Pleistoceno a la retirada de la línea de costa hasta el borde interior de la actual Llanura Costera del Atlántico.

Aunque existe una cierta incertidumbre sobre lo acontecido en el territorio de la Cuenca del Cibao correspondiente a la Hoja hasta el Mioceno, no cabe duda de que durante el Plioceno constituía un corredor marino que separaría la Cordillera Central,

al sur, de los relieves emergidos al norte a modo de islas, entre ellos el macizo de Río San Juan. La cuenca también siguió una paulatina elevación de forma que a finales del Pleistoceno la zona en cuestión probablemente constituyese una llanura costera abandonada, posteriormente fosilizada por el extenso sistema de abanicos aluviales que orlan el borde meridional de la Cordillera Septentrional. En el caso de la Llanura de Nagua, no existen datos que confirmen si los abanicos correlativos se depositaron sobre sedimentos de una antigua bahía o sobre construcciones arrecifales correspondientes a la Fm La Isabela (Pleistoceno Superior).

La evolución más reciente de la zona ha estado marcada por los procesos sedimentarios de naturaleza fluvial de las llanuras y los procesos erosivos desencadenados sobre el macizo de Río San Juan, sin olvidar la meteorización química que ha afectado tanto a los materiales ígneo-metamórficos de éste como a las rocas carbonatadas de la Fm Los Haitises.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología e hidrología

El territorio ocupado por la Hoja de Guayabito está afectado por un típico clima tropical, con temperaturas anuales medias de 25-26° C en la llanura y el valle, disminuyendo en la cordillera.

En cuanto a las precipitaciones, muestran una tendencia general ascendente de suroeste a noreste, desde 1.600 hasta 2.400 mm/año, observándose un máximo superior a 3.000 mm/año en el ámbito de Quita Espuela; en cualquier caso, estos valores pluviométricos son objeto de una notable irregularidad debido a la acción de los huracanes y las tormentas tropicales.

En el macizo de Río San Juan, la extensión de los materiales de baja permeabilidad hace que las abundantes precipitaciones se resuelva por escorrentía superficial, a favor de la densa red de ríos y arroyos que integran su red de drenaje; también en las zonas bajas la red fluvial es el principal receptor de las precipitaciones, excepción hecha de los afloramientos de la Fm Los Haitises, en los que el drenaje se efectúa de forma subterránea. Debido a la climatología de la zona, dichos cursos fluviales pueden ser afectados por crecidas rápidas y violentas.

7.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (Fig. 7.1) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Guayabito. En él se señalan, para cada unidad o agrupación hidrogeológica, la litología predominante, el grado de permeabilidad y, en su caso, las características de los acuíferos que alberga, además de algunas observaciones puntuales.

Las unidades y agrupaciones consideradas se ajustan a las siguientes tipologías:

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS	LITOLÓGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Depósitos fluviales y abanicos aluviales de la Cuenca del Cibao	22, 25-28	Gravas, arenas y lutitas	Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad variable
	Piedemontes, depósitos kársticos y endorreicos y abanicos aluviales de la Llanura Costera de Nagua,	21, 23, 24	Lutitas	Baja	Sin acuíferos significativos
PLIOCENO SUPERIOR- PLEISTOCENO INFERIOR	Fm Los Haitises y materiales equivalentes	19, 20	Calizas y calcarenitas	Muy alta por karstificación y fracturación en calizas. Alta por porosidad intergranular en calcarenitas	Acuíferos libres de productividad elevada
OLIGOCENO-MIOCENO MEDIO	Conglomerados de La Piragua y Conglomerados de El Firme	15, 16	Conglomerados	Media-baja por porosidad intergranular y fracturación	Acuíferos libres o confinados de productividad limitada
OLIGOCENO-PLIOCENO INFERIOR	Fms. La Toca y Villa Trina y materiales equivalentes	14, 17, 18	Ritmita de lutitas-areniscas, ritmita margoso-calcárea, arcillas, areniscas, conglomerados y calizas	Baja	Sin acuíferos significativos
EOCENO	Fm Imbert	13	Brechas, calizas y alternancia rítmica de lutitas y areniscas	Baja. Incrementada localmente en los niveles de calizas o brechas	Sin acuíferos significativos. Sólo localmente, acuíferos de baja productividad
CRETÁCICO	Unidades de La Cuaba y Loma El Morrito y Batolito del Río Boba	1-12	Rocas ígneas y metamórficas, argilizadas superficialmente	Baja	Sin acuíferos significativos. Potencialidad local por fracturación

Fig. 7.1. Cuadro-resumen de las unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Guayabito

- *Formaciones porosas y fisuradas, que constituyen acuíferos de permeabilidad muy alta a alta y productividad alta.* Se trata del conjunto calcáreo plio-cuaternario de la Fm Los Haitises, afectado por una intensa karstificación, así como de sus equivalentes laterales calcareníticos.
- *Formaciones porosas, que constituyen acuíferos de permeabilidad alta y productividad variable* debido a su extensión. Se incluyen entre ellas los depósitos de abanicos aluviales de la Cuenca del Cibao, terrazas, llanuras de inundación y fondos de valle. Localmente puede disminuir su potencial acuífero debido a las intercalaciones de arcillas, especialmente en los abanicos aluviales.

- *Formaciones porosas, que constituyen acuíferos de permeabilidad media-baja y productividad limitada* debido a la intercalación de niveles arcillosos. Corresponden a los niveles detríticos de los Conglomerados de La Piragua y los Conglomerados de El Firme.

- *Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos.* Se trata de los depósitos margosos y de alternancia lutítico-areniscosa terciarios de las Fms. Villa Trina y La Toca, junto con los depósitos cuaternarios kársticos, endorreicos y de abanicos aluviales de la Llanura Costera de Nagua.

- *Formaciones de baja permeabilidad, que incluyen niveles acuíferos localizados de baja productividad.* Corresponden a la Fm Imbert, que alberga niveles de calizas y de brechas que conforman acuíferos de permeabilidad alta y media-baja, respectivamente, pero de baja productividad en ambos casos debido a sus reducidas dimensiones.

- *Formaciones de baja permeabilidad por fisuración, susceptibles de constituir acuíferos de productividad media-baja.* Se trata de los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan.

La Hoja incluye parte de las unidades hidrogeológicas nº 5-“Cordillera Septentrional” y nº 6-“Valle del Cibao” de la República Dominicana (Acuater, 2000). Por lo que respecta a la Cordillera Septentrional, la Hoja se sitúa a caballo entre las subunidades de Sabaneta-El Choco, al oeste, y Cabo Francés-Guaconejo, al este, en tanto que con respecto al Valle del Cibao, se localiza en la subunidad del Bajo Yuna (Eptisa, 2004). El límite entre ambas unidades es cerrado, en tanto que su relación con el océano Atlántico es abierta; por lo que respecta al límite meridional de la segunda, posee carácter mixto.

El acuífero carbonatado constituido por la Fm Los Haitises y sus materiales equivalentes es el único almacén subterráneo de interés, ya que la mayor parte de las elevadas precipitaciones caídas sobre él se traducen en escorrentía subterránea. En el ámbito de Guayabito actúa como un acuífero libre, con posibles aportaciones a acuíferos cuaternarios adyacentes, principalmente a los depósitos fluviales del río Boba. Su aprovechamiento es bajo para actividades humanas al aflorar en zonas escasamente habitadas. En los afloramientos situados al sureste del anterior, aparece

como un acuífero colgado, disminuyendo su interés sensiblemente debido a sus reducidas dimensiones.

En el ámbito de la cordillera, la presencia del sustrato ígneo-metamórfico y de los materiales lutítico-margosos de las Fms. La Toca y Villa Trina, hacen que las precipitaciones se transformen en escorrentía superficial, hecho reforzado además por la intensa argilización que afecta al sustrato cretácico. Se exceptúan al respecto los niveles calcáreos y brechoides de la Fm Imbert, así como los materiales conglomeráticos de La Piragua y El Firme, que poseen cierta permeabilidad por porosidad intergranular y, en menor medida, por fracturación, aunque en cualquier caso su productividad es limitada. En cualquier caso, la densa red de fracturación puede favorecer la existencia de almacenamientos subterráneos locales.

La Llanura Costera de Nagua está salpicada por acuíferos cuaternarios de origen fluvial de productividad limitada, en tanto que en el Valle del Cibao, la práctica totalidad de su superficie corresponde a acuíferos cuaternarios de carácter libre cuyas isopiezas decrecen en altitud hacia el sur, denunciando un flujo subterráneo en el mismo sentido. En estos dominios se encuentran las principales concentraciones de puntos de agua, correspondientes a pozos, empleados en su mayoría para abastecimiento doméstico y, en menor medida, con fines agrícolas. Además de estos drenajes para aprovechamiento humano, la descarga de los acuíferos se produce mediante aportaciones al mar o a otros acuíferos cuaternarios.

Los valores de transmisividad calculados para las calizas de la Fm Los Haitises en la cordillera varían para los dos puntos ensayados entre 179,5 y 621,8 m²/día, en función del grado de karstificación (Eptisa, 2004). Por su parte, los depósitos fluviales cuaternarios alcanzan valores que pueden aproximarse a 4.000 m²/día, pero muestran sensibles variaciones en función del contenido lutítico y del grado de cementación.

Los datos piezométricos existentes denuncian oscilaciones bajas de los niveles en la Llanura Costera de Nagua y mucho más importantes en el Valle del Cibao, con descensos durante los periodos de estiaje y recuperaciones durante agosto-septiembre.

En cuanto a la calidad química de las aguas, presentan un marcado carácter bicarbonatado-cálcico en el acuífero carbonatado. Los análisis efectuados sobre aguas

de la Hoja indican en la mayor parte de los casos su carácter potable, si bien una muestra recogida en el ámbito de Mata Bonita supera notablemente el límite de cloruros (Eptisa, 2004).

7.2. Recursos minerales

El interés minero de la Hoja de Guayabito se centra en el campo de los minerales metálicos y en el de las rocas industriales (Fig. 7.2). En el primer caso, se trata de un interés más especulativo, teniendo en cuenta la potencialidad de los materiales aflorantes, en tanto que en el segundo, dicho interés está respaldado por una actividad extractiva presente y pasada.

NÚMERO	COORDENADAS UTM		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	USO
	X	Y					
1	03 69.720	21 48.106	La Cuaba	Anfibolitas	Abandonada	Pequeña	Arm
2	03 72.386	21 71.477	La Cuaba	Anfibolitas	Intermitente	Pequeña	Arm
3	03 72.450	21 44.160	La Cuaba	Anfibolitas	Intermitente	Pequeña	Arm
4	03 72.460	21 44.080	La Cuaba	Anfibolitas	Intermitente	Pequeña	Arm
5	03 74.268	21 42.699	La Cuaba	Serpentinitas	Intermitente	Pequeña	Arm
6	03 75.148	21 45.652	Rio Boba	Websteritas	Intermitente	Pequeña	Arm
7	03 85.268	21 50.168	Rio Boba	Websteritas	Intermitente	Pequeña	Arm
8	03 88.834	21 50.275	Los Haitises	Caliza	Abandonada	Mediana	Arm
9	03 88.166	21 50.983	Los Haitises	Caliza	Abandonada	Mediana	Arm
10	03 88.641	21 49.398	Los Haitises	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
11	03 88.789	21 49.615	Los Haitises	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
12	03 90.002	21 48.000	Los Haitises	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
13	03 87.828	21 46.019	Los Haitises	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
14	03 89.787	21 43.306	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
15	03 91.141	21 42.350	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
16	03 91.594	21 42.762	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
17	03 70.537	21 41.828	Los Haitises	Caliza	Activa	Pequeña	Arm
18	03 71.143	21 41.148	El Firme	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
19	03 72.778	21 39.862	El Firme	Conglomerado	Abandonada	Grande	Arm
20	03 72.797	21 40.747	El Firme	Conglomerado	Abandonada	Grande	Arm
21	03 75.987	21 38.950	El Firme	Conglomerado	Abandonada	Grande	Arm
22	03 93.167	21 39.459	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm

Arm: Áridos de machaqueo

Fig. 7.2. Cuadro-resumen de indicios mineros de la Hoja de Guayabito (6174-II)

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

La actividad minera ligada a minerales metálicos se ha desarrollado en relación con la explotación de oro de los depósitos aluvionares de ríos y arroyos. Esta actividad, que aún se desarrolla de forma ocasional en el río Boba, tiene carácter artesanal.

7.2.2. Rocas Industriales

Son muy numerosas las evidencias de actividad extractiva, que se ha centrado principalmente en canteras de materiales relacionados con obras de distinto tipo, principalmente de infraestructura vial, tanto en lo que se refiere a construcción, como a reparación y mantenimiento.

La producción de las canteras se ha concentrado exclusivamente en áridos de machaqueo. Predominan las canteras de tamaño pequeño, estando abandonadas o siendo objeto de funcionamiento intermitente; tan sólo en el sector suroccidental se han explotado canteras de grandes dimensiones, todas ellas a favor de los Conglomerados de El Firme. Se sitúan en los bordes de caminos y carreteras para una mejor accesibilidad y para facilitar el transporte al punto de utilización; esta ubicación favorece su reactivación en respuesta a demandas puntuales.

7.2.2.1. Descripción de las Sustancias

La sustancia más explotada corresponde a calizas y calcarenitas de textura y estructura variadas, pertenecientes a las Fms. Los Haitises y Villa Trina, así como a sus unidades equivalentes. Aunque su espesor es variable, en todos los casos sobrepasa la decena de metros.

Las rocas ígneo-metamórficas del Complejo de Río San Juan también han sido objeto de explotación, tanto la Unidad de La Cuaba como el Batolito del Río Boba. Muestran cierta variabilidad litológica y aspecto generalmente masivo, estando afectadas por una densa fracturación. Los tipos petrológicos explotados en mayor medida corresponden a anfibolitas y rocas ultramáficas.

7.2.3. Potencial minero

7.2.3.1. Minerales metálicos y no metálicos

La naturaleza de los materiales que integran el basamento del macizo de Río San Juan hace que las mineralizaciones volcanosedimentarias asociadas a los Esquistos de Puerca Gorda posean un cierto interés por su potencialidad, con un interés centrado en los *gossans* ricos en sulfuros masivos, con Cu-Au (Zn), así como en las mineralizaciones de Cu-Au en estructuras o bandas de cizalla. De ello se deduce su especial interés como objeto de investigación en relación con oro epitermal y posibles (meta-) pórfidos de cobre.

Sobre los materiales de dicho basamento se han desarrollado arcillas lateríticas muy aluminicas de potencia métrica y extensión hectométrica, que podrían albergar mineralizaciones de interés.

La actividad extractiva del oro aluvionar, intermitente y artesanal, aconseja no desechar el interés por esta sustancia, especialmente en base a las variables condiciones del mercado.

7.2.3.2. Rocas Industriales y Ornamentales

Como se ha señalado, la actividad minera de la zona está ligada al campo de las obras, fundamentalmente a la construcción, reparación y mantenimiento de vías de comunicación y, en menor medida, edificaciones.

Los litotectos existentes en la Hoja no tienen características que les aseguren un panorama de explotación permanente y de exportación a otras zonas del país, estando condicionado a la futura actividad constructiva. En cualquier caso, las reservas de todos los conjuntos empleados en la extracción de áridos de machaqueo (Unidad de La Cuaba, Batolito del Río Boba, Conglomerados de El Firme y Fms. Villa Trina y Los Haitises) son grandes.

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades antrópicas destructivas, así como evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio ocupa un lugar relevante, pues proporciona una información fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación ponen 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, el patrimonio geológico, 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 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.

8.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Guayabito se han inventariado cinco Lugares de Interés Geológico: Tonalitas del Batolito del Río Boba en Quebrada Prieta, Peridotitas con granate del río Cuevas, Harzburgitas y Serpentinitas de Los Ganchos de Cuaba, Contacto intrusivo del Batolito del río Boba en la Unidad de La Cuaba en Los Ganchos de Cuaba y Cumulados ultramáficos de Loma Vieja (Fig. 8.1).

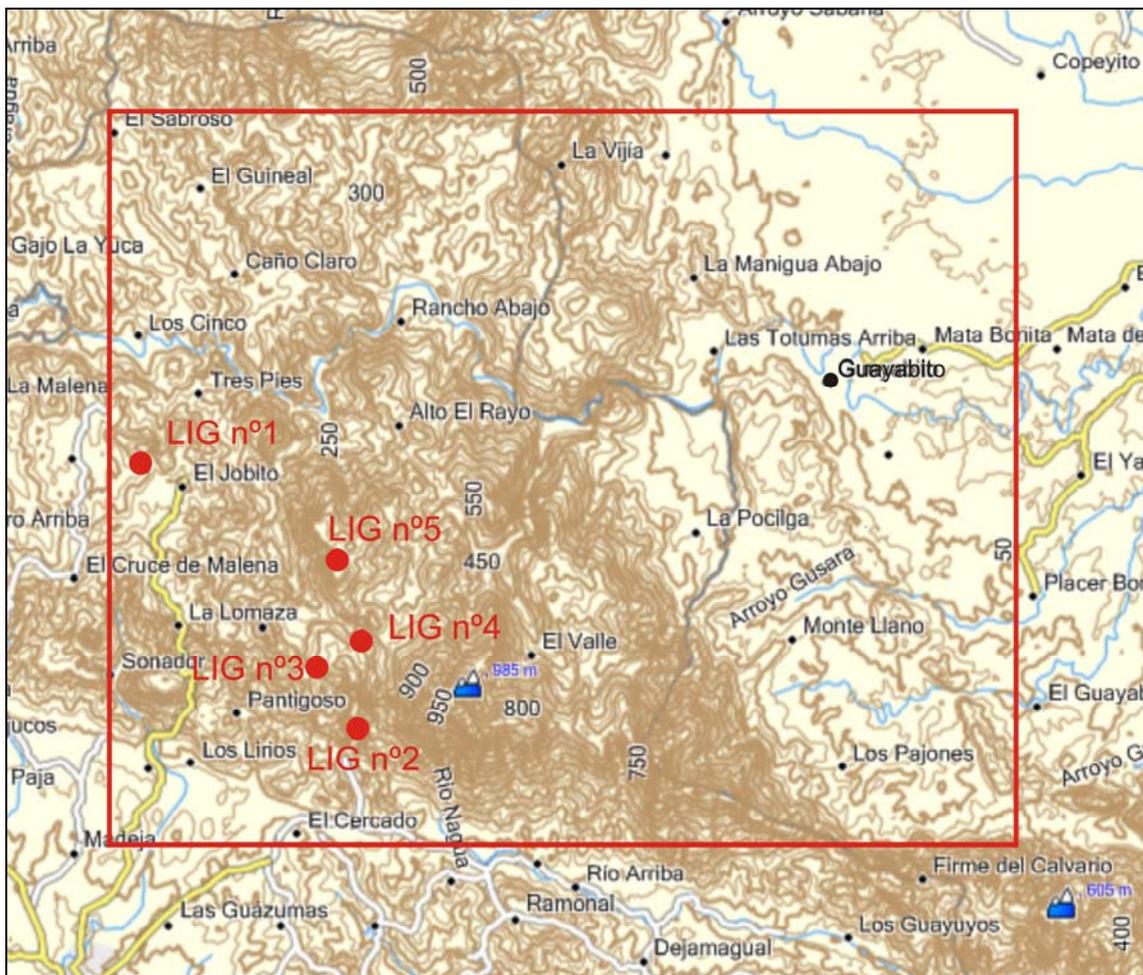


Fig. 8.1. Esquema de situación de los LIG de la Hoja de Guayabito (6174-II)

8.2. Descripción de los Lugares

Se describen los L.I.G. considerados, señalando el tipo de interés en función de su contenido (tectónico, estratigráfico, paleontológico...), de su posible utilización (científico, didáctico, económico o turístico), así como de su ámbito de influencia (local, regional, nacional o internacional).

- LIG n°1. Tonalitas del Batolito del Río Boba en Quebrada Prieta

Posee carácter puntual, localizándose en una cantera situada en el ámbito de El Jobito y a la que se accede a través de pistas que parten de Jaya o de la carretera Gaspar Hernández-Tenares. Su interés principal por su contenido es de tipo petrológico, con un interés tectónico y minero subordinado, en tanto que por su utilización se puede considerar como científico y didáctico, y por su influencia, nacional.

Se trata de un excelente lugar de observación de la intrusión de las facies de tonalitas y dioritas con hornblenda foliadas del Batolito del Río Boba en anfibolitas de la Unidad de La Cuaba del Complejo de Río San Juan. En particular, se observa la intrusión sincinemática de magmas tonalíticos en unas anfibolitas con anfíbol pargasítico y una intensa fábrica plano-linear, que queda englobada como enclaves. El conjunto está afectado por una intensa alteración hidrotermal.

- LIG nº2. Peridotitas con granate del río Cuevas

Tiene carácter puntual, localizándose en el cauce del río Cuevas, al que se accede a partir de la carretera de acceso al centro de interpretación de la Reserva de Quita Espuela, a través de la pista que parte a la altura de El Cercado. Su interés principal por su contenido es de tipo petrológico, en tanto que por su utilización se puede considerar como científico, y por su influencia posee interés internacional.

Consiste en el afloramiento de bloques de peridotitas con granate, procedentes de la erosión de la Unidad de La Cuaba, que aflora adyacentemente. Se observan rocas meta-ultramáficas con olivino, piroxeno y granate, que han registrado una compleja evolución magmática y metamórfica, indicando su génesis como cumulos en el manto terrestre, así como su ascensión a la superficie terrestre siguiendo una evolución desde la facies de eclogitas con coesita, hasta las de eclogitas con anfíbol cálcico, anfibolitas y esquistos verdes. El significado y contexto de estas rocas es actualmente motivo de controversia entre la comunidad científica especializada.

- LIG nº3. Harzburgitas y Serpentinitas de Los Ganchos de Cuaba

Posee carácter puntual, localizándose en la pista que accede a loma Vieja, aproximadamente 1 km antes de llegar a Los Ganchos de Cuaba. Su interés principal por su contenido es petrológico, con un interés tectónico subordinado; igualmente, por su utilización se puede considerar como científico, y por su influencia, internacional.

El lugar permite la observación de un lentejón de longitud kilométrica de peridotitas y serpentinitas asociadas a la Unidad de La Cuaba. Las peridotitas presentan una textura de masiva a bandeada formada en el manto terrestre, con olivino, ortopiroxeno y cromita. Se superpone una serpentización retrógrada, que registra su ascensión a

la superficie, con formación de fábricas foliadas y miloníticas. Su exhumación final está probablemente relacionada con una zona de falla de desgarre tardía.

- LIG nº4. Contacto intrusivo del Batolito del río Boba en la Unidad de La Cuaba en Los Ganchos de Cuaba

Tiene carácter puntual, localizándose en Los Ganchos de Cuaba, concretamente en la pista de acceso a la loma Vieja. Su interés principal por su contenido es de tipo petrológico, en tanto que por su utilización se puede considerar como científico, y por su influencia, nacional.

El lugar permite la observación del contacto intrusivo de gabronoritas del Batolito del Río Boba en anfibolitas verdes foliadas de la Unidad de La Cuaba. La relación de intrusividad es extremadamente rara en el batolito. En particular, las gabronoritas muestran un bandeo ígneo modal, de alternancia milimétrica de niveles ricos en orto, clinopiroxeno y plagioclasa, que engloban enclaves elongados de anfibolitas de La Cuaba; los enclaves son subparalelos al bandeo ígneo de la gabronorita, y en parte son digeridos y transformados a agregados elipsoidales de ferromagnesianos en el magma máfico. Además, se observa la superposición de una intensa lateritización de varios metros de potencia. Continuando por la pista hacia el norte se observan las diversas facies ígneas del batolito.

- LIG nº5. Cumulados ultramáficos de Loma Vieja

Al igual que los anteriores, posee carácter puntual, accediéndose a él por la misma pista de los dos puntos anteriores, pero sobrepasando unos 2 km el paraje de Los Ganchos de Cuaba y tomando una senda para acceder a una cantera abandonada. Su interés principal por su contenido es de tipo tectónico, con un contenido minero subordinado; por su utilización se puede considerar como científico y subordinadamente, económico, y por su influencia, posee interés internacional.

Permite la observación de cumulados ultramáficos asociados a gabronoritas con óxidos del Batolito del Río Boba. Los cumulados consisten en websteritas con olivino y presentan una textura de masiva a bandeada modalmente, con olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y cromita. Estas texturas se producen por diferenciación gravitacional en la cámara magmática del magma máfico, en la que el magma residual resulta más rico

en óxidos de Fe-Ti. Se superpone una ligera serpentización retrógrada. Estas facies poseen interés minero (platinoides, cromita, etc.) y mineralogénico.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABBOTT, R.N. jr., BROMAN, B.N, DRAPER, G. (2007).** UHP magma paragenesis revisited, olivine-clinopyroxenite and garnet-bearing ultramafic rocks from the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic. *International Geology Review*, 49, 572-586.
- ABBOTT, R.N. jr., DRAPER, G. (2007).** Petrogenesis of UHP eclogite from the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic. *International Geology Review*, 49, 1069-1093.
- ABBOTT, R.N. jr., DRAPER, G., BROMAN, B.N. (2006a).** P-T path for ultra high pressure garnet ultramafic rocks of the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic. *International Geology Review*, 48, 778-790.
- ABBOTT, R.N. jr., DRAPER, G., KESHAV, S. (2005).** UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet-clinopyroxenite: An example from the Dominican Republic. *International Geology Review*, 47, 233-247.
- ABBOTT, R.N. jr., DRAPER, G., KESHAV, S. (2006b).** UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet clinopyroxenite: An example from the Dominican Republic. En: LIOU, J. G., CLOOS, M. (Eds.). *Phase relations, high-pressure terranes, P-T-ometry, and plate pushing: A tribute to W. G. Ernst*. Bellwether Publishing, Ltd. for Geological Society of America, International Book Series, 9, 653-667.
- ACUATER (2000).** Mapa Hidrogeológico Nacional. Programa SYSMIN, Proyecto J. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- BILICH, A., FROHLICH, C., MANN, P. (2001).** Global seismicity characteristics of subduction to strike slip transitions. *Journal of Geophysical Research*, 106, 19443-19452.
- BOISSEAU, M. (1987).** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antillas). Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral, Universidad Pierre y Marie Curie, París, 200 pp.
- BOWIN, C. (1960).** Geology of central Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 211 pp.

BOWIN, C. (1975). The geology of Hispaniola. En: NAIM, A., STEHLI, F. (Eds.). The ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean, 3, Nueva York, Plenum Press, 501-552.

BRAGA, J.C. (2010). Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 73 pp.

BROUWER, S.B., BROUWER, P.A. (1982). Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. 9ª Conferencia Geológica del Caribe, Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, 1, 303-322.

CALAIS, E. (2008). Risque Sismique en Haïti: Fondements Scientifiques et Nature du Risque. Conferencia de Puerto Príncipe.

CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992). From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the Northern Caribbean plate Boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, 11, 114-123.

CALAIS, E., MAZABRAUD, Y., MERCIER DE LEPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G., JANSMA, P. (2002). Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 29, 18.

CALAIS, E., MERCIER DE LEPINAY, B., RENARD, V., TARDY, M. (1989). Geometrie et regime tectonique le long d'une limite de plaques en coulissage: La frontiere nord-Caraibe de Cuba a Hispaniola, Grandes Antilles. *Compte rendu de l'Académie Science Paris*, 8, 131-135.

CALAIS, E., PERROT, J., MERCIER DE LEPINAY, B. (1998). Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. *Special Paper, Geological Society of America*, 326, 125-142.

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. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.

DE ZOETEN, R. (1988). Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.

- DE ZOETEN, R., DRAPER, G., MANN, P. (1991).** Geologic Map of the Northern Dominican Republic (1:150.000); plate 1. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.
- DE ZOETEN, R., MANN, P. (1991).** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 265-279.
- DE ZOETEN, R., MANN, P. (1999).** Cenozoic El Mamey Group of northern Hispaniola: A Sedimentary Record of Subduction, Collisional and Strike-Slip Events within the North America-Caribbean Plate Boundary Zone. En: MANN, P. (Ed.) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4, 247-286.
- DEMETS, C., JANSMA P., MATTIOLI, G., DIXON, T., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E., MANN, P. (2000).** GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, Geophys. Res. Lett., 27, 437-440.
- DÍAZ DE NEIRA, J.A., HERNAIZ HUERTA, P.P. (2004).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6272-I (Antón Sánchez) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto L. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- Servicio Geológico Nacional (SGN), BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991).** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.
- DOLAN, J.F. (1988).** Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Tesis Doctoral, Universidad de California, Santa Cruz, 235 pp.
- DOLAN, J.F., MANN, P., Eds. (1998).** Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 174 pp.
- DOLAN, J.F., 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. En: MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 217-263.

DOLAN, J.F., MULLINS, H.T., WALD, D.J. (1998). Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 1-61.

DOLAN, J.F., WALD, D.J. (1998). The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards and implications for Caribbean-North America plate motions. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 143-169.

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. En: DENGO, G., CASE, J. (Eds.). The Caribbean Region. Vol. H. The Geology of North America. Geological Society of America, 339–374.

DONNELLY, T.W., ROGERS, J. (1980). Igneous series in island arcs: The north eastern Caribbean compared with world wide island arc assemblages. Bulletin Volcanologique, 3, 347-382.

DRAPER, G., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., LEWIS, J.F. (1996). Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24 (12), 1143-1146.

DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991a). Metamorphic belts in central Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 29-46.

DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991b). Geologic map of the Central Dominican Republic (1:150,000); plate 2. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.

- DRAPER, G., NAGLE, F. (1991).** Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 77-95.
- DRAPER, G., MANN, P., LEWIS, J. F. (1994).** Hispaniola. En: DONOVAN, S.K., JACKSON, T.A. (Eds.). Caribbean Geology: An introduction. University of the West Indies Publishers Association. University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 129-150.
- EBERLE, W., HIRDES, W., MUFF, R., PALAEZ, M. (1982).** The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). Transactions 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo. Santo Domingo, República Dominicana, Amigo del Hogar, 619-632.
- EDGAR, N.T. (1991).** Structure and Geologic Development of Cibao Valley, Northern Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 281-299.
- EPTISA (2004).** Estudio hidrogeológico Nacional de la República Dominicana. Fase II. Programa SYSMIN, Proyecto N. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- 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. PÉREZ-ESTAÚN, A. (2006).** Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. Lithos, 90, 161-186.
- ESCUDER-VIRUETE, J., FRIEDMAN, R., PÉREZ-ESTAÚN, A., JOUBERT, M., WEIS, D. (2009).** U-Pb constraints on the timing of igneous and metamorphic events in the Rio San Juan complex, northern Hispaniola. VII Congreso Cubano de Geología. Workshop IGCP-544.
- ESCUDER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2006).** Garnet glaucophanites from the Samana peninsula basement complex. Int. J. Earth Sci., 95, 995-1017.
- ESCUDER VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., CONTRERAS, F., JOUBERT, M., WEIS, D., ULLRICH, T.D., SPADEA P. (2007).** Plume mantle source

heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*, 112.

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*, 98, 2, 407-425.

GARCÍA-SENZ, J., MONTHEL, J., DÍAZ DE NEIRA, J. A., HERNÁIZ HUERTA, P. P., CALVO, J. P., ESCUDER VIRUETE, J. (2007). Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero, IGME*, 118-2, 269-291.

GONÇALVES P., GUILLOT, S., LARDEAUX. J.M, NICOLLET, C. MERCIER DE LEPINAY, B. (2000). Thrusting and sinistral wrenching in a pre Eocene HP-LT accretionary wedge (Samana Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta*, 13, 119-132.

GUGLIELMO, G. jr. (1986). Push-up structure in a transpressional environment: Northeastern Hispaniola. Tesis Doctoral. City College de New York, 52 pp.

HATTORI, K., TUBRETT, M., SAUMUR, B.M., GUILLOT, S. (2009). Subduction of shallowly formed arc cumulates: Evidence from clinopyroxene compositions of garnet peridotites in the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic. *Geophysical Research Abstracts*, 11.

JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., LÓPEZ, A., DEMETS, C., DIXON, T.H., MANN, P., CALAIS, E. (2000). Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy. *Tectonics*, 19, 6, 1021-1037.

JOYCE J. (1991). Blueschist metamorphism and deformation on the Samaná Peninsula: A record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper*, 47-75.

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, 148-227.

- KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., ALLEN, C. (2005).** Age of the Los Ranchos formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of PIA volcanism in the Caribbean region: Geological society of America Bulletin.
- KESLER, S.E., LEWIS, J.F., JONES, L.M., WALKER, R.L. (1977).** Early island arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic: Contr. Mineral. Petrol., 65, 91-99.
- KREBS, M. (2008).** Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik). Tesis Doctoral. Universidad de Bochum. (Inédito).
- KREBS, M., MARESCH, W. V., SCHERTL, H. P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2007).** The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. Lithos, 103, 106-137.
- LEBRON, M.C., PERFIT, M.R. (1994).** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. Tectonophysics, 229, 69-100.
- LEWIS, J.F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ, P.P., GUTIÉRREZ, G., DRAPER, G., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002).** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. En: PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I, GARCÍA CORTÉS, A., HERNAIZ, P.P. (Eds.). Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, 81-122.
- LEWIS, J.F., PROENZA, J.A., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006).** Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean region: a review of their occurrence, composition, origin, emplacement and nickel laterite soils. Geologica Acta, 4, 237-263.
- MANN, P. (1983).** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de Nueva York, Albany, 688 pp. (Inédito).

- 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., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DEMETS, C., DIXON, T., JANSMA, P., MATTIOLI, G. (2002).** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21, 6, 1057.
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., Eds. (1991a).** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991b).** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 1-28.
- MANN, P., GRINDLAY, N., DOLAN, J. (1999).** Subduction to Strike-slip Transitions on Plate Boundaries Conveners. Penrose Conference Puerto Plata, Dominican Republic.
- MANN, P., PRENTICE, C.S., BURR, G., PEÑA, L.R., TAYLOR, F.W. (1998).** Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.), Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 63-124.
- MAURRASSE, F., HUSLER, J., GEORGES, G., SCHMITT, R., DAMOND, P. (1979):** Upraised Caribbean Sea Floor below acoustic reflector "B" at the Southern Peninsula of Haiti. *Geologie en Mijnbouw*, 8, 1, 71-83.
- MERCIER DE LEPINAY, B. (1987).** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Tesis Doctoral, Universidad Pierre y Marie Curie, 378 pp. (Inédito).
- MUTTI, E., TINTERRI, DI BIAE, D., FAVA, L., MAVILLA, N., ANGELLA, S., CALABRESE, L. (2000).** Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Rev. Soc. Geol. España*, 13, 2, 165-190.

- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D., CAVANNA G. (2003).** Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733-755.
- NAGLE, F. (1966).** Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp. (Inédito).
- NAGLE, F. (1979).** Geology of the Puerto Plata area. En: Hispaniola, tectonic focal point in the Caribbean; three tectonic studies in the Dominican Republic. Miami, Florida, Miami Geological Society, 1-28.
- PALMER, H. C. (1979).** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: LIDZ, B., NAGLE, F. (Eds.). Hispaniola: Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean-Three Geologic Studies in the Dominican Republic. Miami Geol. Soc., 29-68.
- PEARCE, J.A. (1983).** The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: HAWKESWORTH, C.J., NORRY M.J. (Ed.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1984).** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- PEARCE, J.A., VAN DER LAAN, S.R., ARCULUS, R.J., MURTON, B.J., ISHII, T., PEATE, D.W., PARKINSON, I.J. (1992).** Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. En: FRYER, P., PEARCE, J. *et al.* (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results 125 Ocean Drilling Program*, 623-659.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., HERNAIZ, P.P., LOPERA, E., JOUBERT, M., Eds. (2007a).** Geología de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero, IGME*, 118-2, 155-413.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., HERNAIZ HUERTA, P.P., LOPERA, E., JOUBERT, M., Y GRUPO SISMYN (ESCUDER VIRUETE, J., DÍAZ DE NEIRA, A., MONTHEL, J., GARCÍA-SENZ, J., URIEN, P., CONTRERAS, F., BERNÁRDEZ, E., STEIN, G., DESCHAMPS, I., GARCÍA-LOBÓN, J.L., AYALA, C.) (2007b).** Geología de la República Dominicana: de la construcción de arcos-isla a la colisión arco-continente. *Boletín Geológico y Minero, IGME*, 118-2, 157-174.

- PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A., HERNAIZ, P.P., Eds. (2002).** Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, 77-80.
- PÉREZ VALERA, F., ABAD DE LOS SANTOS, M. (2010).** Informe Estratigráfico y Sedimentológico. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- PERFIT, M., FORNARI, D., SMITH, M., BENDER, J., LANGMUIR, C., HAYMON, R. (1994).** Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes. *Geology*, 22, 375-379.
- PINDELL, J.L., DRAPER, G. (1991).** Stratigraphy and Geological History of the Puerto Plata Area, Northern Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 97-114.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L., STANEK, K.P., MARESCH, W.V., DRAPER, G. (2006).** Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4, 89-128.
- PINDELL, J., KENNAN, L., WRIGHT, D., ERIKSON, J. (2009).** Clastic domains of sandstones in central/eastern Venezuela, Trinidad, and Barbados: heavy mineral and tectonic constraints on provenance and palaeogeography. En: JAMES, K., LORENTE, M. A. PINDELL, J. (Eds). *The geology and evolution of the region between North and South America*, Geological Society of London, Special Publication.
- PRENTICE, C., MANN, P., PEÑA, L., BURR, G. (2003).** Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, *J. Geophys. Res.*, 108, 3, 2149.
- PROINTEC (1999).** Prevención de Riesgos geológicos (Riesgo sísmico). Programa SYSMIN, Proyecto D. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- SAUMUR, B.M., HATTORI, K., GUILLOT, S. (2007a).** Protrusion of forearc mantle serpentinites along major strike-slip faults in an oceanic subduction complex. Abstract. *Journées scientifiques. Serpentine. Grenoble, France.*

- SAUMUR, B.M., HATTORI, K., GUILLOT, S. (2007b).** Protrusion of fore-arc mantle serpentinites together with HP and UHP rocks along major strike-slip fault zones, Northern Subduction Complex, Hispaniola. Subduction Zone Geodynamics Conference, Montpellier, France.
- SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURRASSE, 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.
- 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.
- SMITH, W.H.F., SANDWELL, D.T. (1997).** Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277, 1956-1962.
- STERN, R.J., BLOOMER, S.H. (1992).** Subduction Zone Infancy; Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California Arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1621-1636.
- SUN, S.S., McDONOUGH, W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- TAYLOR, R.N., 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.
- VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P., CALKINS, F.C. (1921).** A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. En: Editora de Santo Domingo. *Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos*, Santo Domingo, 18 (1983), 268 pp.

- WEI, C.J., POWELL, R., ZHANG, L.F. (2003).** Eclogites from the south Tianshan, NW China: petrological characteristic and calculated mineral equilibria in Na₂O-CaO-FeO-MgOAl₂O₃-SiO₂-H₂O system. *J. Metamorph. Geol.*, 21, 163-179.
- WINSLOW, M.A., GUGLIELMO, G. jr., NADAI, A.C., VEGA, L., McCANN W.R. (1991).** Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper*, 262, 301-313.
- 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.
- ZACK, T., RIVERS, T., BRUMM, S., KRONZ, A. (2004).** Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic, *European Journal of Mineralogy*, 16, 909-916.

Anexo I**Análisis geoquímicos de roca total**

Hoja	Muestra	Clasificación
Río San Juan	6174IJE9022B	HARZBURGITA CON ESPINELA
Río San Juan	6174IJE9161	SERPENTINITA FOLIADA (Antigorita)
Río San Juan	6174IJE9255	GABRO HORNBLÉNDICO DE GRANO GRUESO, PEGMATÍTICO, cumulado
GasparHernandez	6174IVAD9053	GABRO
Río San Juan	6174IJE9217	GABRO HORNBLÉNDICO ISÓTROPO, cumulado, alterado
Río San Juan	6174IJE9005	BANDEADA GABRO HORNBLÉNDICO GRANO MUY GRUESO, ISOTROPO, cumulado
Río San Juan	6174IJE9004	cumulado
Río San Juan	6174IJE9027	GABRO Hbl/Dolerita
Río San Juan	6174IJE9200C	Fe-dolerita, MICROGABRO HORNBLÉNDICO ISÓTROPO
Río San Juan	6174IJE9026A	Fe-dolerita, MICROGABRO HORNBLÉNDICO
Río San Juan	6174IJE9022A	GABRO/Dolerita DE GRANO MEDIO HORNBLÉNDICO, ALTERADO
Río San Juan	6174IJE9137B	DOLERITA (El Morrito)
GasparHernandez	6174IVAD9052A	GABRO
Río San Juan	6174IJE9071B	ECLOGITA CON GLAUCOFANA Y FENGITA
Río San Juan	6174IJE9057B	ECLOGITA CON GLAUCOFANA + FENGITA
Río San Juan	6174IJE9071A	ECLOGITA CON GLAUCOFANA
Río San Juan	6174IJE9127	ESQUISTO Gln+Jd (metagabro?)
Río San Juan	6174IJE9181B	ESQUISTO Gln+Jd (metagabro?)
Río San Juan	6174IJE9065	Esqu.Verde (rind)
Río San Juan	6174IJE9249	Esqu. Gln+Arag
Río San Juan	6174IJE9044	Esquisto Anf Ca-Na + Ep
Río San Juan	6174IJE9104A	Esquisto Gln (Lw?) grano fino
Río San Juan	6174IJE9249B	Calcoesqu. Glan+Arag LEUCOTONALITA O TRONDHJEMITA CON HORNBLENDA DE G. GRUESO, ISOTROPA
Río San Juan	6174IJE9015	GRUESO, ISOTROPA
Río San Juan	6174IJE9038B	METATONALITA FOLIADA – ORTOGNEIS ÁCIDO MILONÍTICO LEUCOGRANITO A LEUCOTONALITA CON MICA BLANCA DE GRANO GRUESO
Río San Juan	6174IJE9126	GRUESO
Guayabito	6174IJE9348	WEBSTERITA CON OLIVINO DE GRANO GRUESO BANDEADA
Guayabito	6174IJE9356	WEBSTERITA CON OLIVINO DE GRANO MEDIO MASIVA
Guayabito	6174IJE9402	WEBSTERITA CON OLIVINO
Guayabito	6174IJE9435	GABRONORITA CON OLIVINO
Guayabito	6174IJE9309	GABRONORITA GRANO GRUESO FOLIADA (DEFORMADA)
Guayabito	6174IJE9346	GABRONORITA GRANO GRUESO PEGMATÍTICA METAGABRO OLIVÍNICO FOLIADO (gradúa a Gabronorita foliada, porfiroclástica)
Guayabito	6174IJE9360	porfiroclástica)
Guayabito	6174IJE9349	METAGABRONORITA FOLIADA, BLASTOMILONÍTICA

		METAGABRO-GABRONORITA HORNBLÉNDICA DE G. MEDIO-
Guayabito	6174IIJE9378	GRUESO, FOLIADA
Guayabito	6174IIJE9598	METAGABRONORITA
Guayabito	6174IIJE9429	NORITA CON OLIVINO
Guayabito	6174IIJE9403	META-TROCTOLITA CORONÍTICA
Guayabito	6174IIJE9607	METAGABRONORITA
Guayabito	6174IIJE9572	GABRONORITA CON ÓXIDOS
Guayabito	6174IIJE9379	META-GABRONORITAS CON ÓXIDOS, CORONÍTICA
Guayabito	6174IIJE9423	META-GABRONORITAS CON ÓXIDOS, CORONÍTICA
Guayabito	6174IIJE9576	GABRONORITA CON ÓXIDOS
Guayabito	6174IIJE9424	GABRONORITA CON ANFÍBOL Y ÓXIDOS, DEFORMADA
Guayabito	6174IIJE9421	META-GABRONORITAS CON ÓXIDOS, CORONÍTICA
Guayabito	6174IIJE9393	META-GABRONORITAS CON ÓXIDOS, CORONÍTICA
Guayabito	6174IIJE9601	METAGABRONORITA CON ÓXIDOS
Guayabito	6174IIJE9599A	METAGABRONORITA CON ÓXIDOS
Guayabito	6174IIJE9530	METAGABRONORITA CON ÓXIDOS
Guayabito	6174IIJE9292	DioritasGranoFino
Guayabito	6174IIJE9449	GABRO-DIORITA HORNBLÉNDICA
Guayabito	6174IIJE9277	TONALITA DE GRANO MEDIO, CON HORNBLENDA, FOLIADA
Guayabito	6174IIJE9420A	ANFÍBOLITA
Guayabito	6174IIJE9521	ANFÍBOLITA-Parg
Guayabito	6174IIJE9553A	METAGABROS-METADIORITAS
Guayabito	6174IIJE9415	ANFÍBOLITAS CON EPIDOTA Y LEUCOTONALITAS
Guayabito	6174IIJE9549	ANFÍBOLITA
Guayabito	6174IIJE9542	METAGABROS-METADIORITAS
Guayabito	6174IIJE9592	HORNBLENDITA con Cpx
Guayabito	6174IIJE9283	ANFÍBOLITA Ep+Rut
Guayabito	6174IIJE9278	ANFÍBOLITA Parg+Rut
Guayabito	6174IIJE9585B	METAGABROS-METADIORITAS cizallados
Guayabito	6174IIJE9391	BRB_ANFÍBOLITA BLASTOMILONÍTICA (enclave)
VillaRiva	6273IVJM9488	METAGABRO CON GRANATE Y ANFÍBOL FOLIADO
VillaRiva	6273IVJE9690	ANFÍBOLITA-GRT
Guayabito	6174IIJE9409A	PERIDOTITA CON GRANATE
Guayabito	6174IIJE9583	ANFÍBOLITAS Grt+Rut
Guayabito	6174IIJE9585A	ANFÍBOLITAS Grt+Rut+Parg+Cpx?
Guayabito	6174IIJE9591A	ANFÍBOLITA CON GRANATE Y RUTILO
Guayabito	6174IIJE9409B	ANFÍBOLITA CON GRANATE Y RUTILO
Guayabito	6174IIJE9591B	METAGABRO Grt+Parg, melt?
VillaRiva	6273IVJM9581	METAGABRO Grt+Parg+Zoi+Rut, MIGMATIZADO?
VillaRiva	6273IVJM9584	METAGABRO Grt+Ep+Parg+Rut+Pl sin-Sp

Hoja	6174I	6174II	6174III	6174IV	6174I	6174I	6174I	6174I	6174I	6174I
X (UTM)	-70,2091	-70,096	-70,173	-	-70,101	-70,246	-70,245	-70,207	-70,1562	-70,1998
Y (UTM)	19,6164	19,5075	19,5873	-	19,5508	19,6269	19,6293	19,5660	19,5693	19,5702
Muestra	JE9022B	JE9161	JE9255	AD9053	JE9217	JE9005	JE9004	JE9027	JE9200C	JE9026A
SiO2	40,51	41,41	47,75	55,84	47,27	44,84	53,5	50,42	51,14	50,3
TiO2	0,005	0,06	1,23	1,11	1,12	4,54	0,67	0,95	0,75	1,2
Al2O3	0,82	2,02	15,24	16,35	15,82	14,68	22,59	15,5	15,5	15,97
Fe2O3	7,97	7,86	9,81	10,98	10,64	15,27	4,11	8,7	8,91	10,13
MgO	34,99	35,63	8,69	10,07	8,33	6,65	2,02	7,46	7,79	6,74
CaO	0,27	0,17	12,12	7,67	8,93	9,25	8,2	10,76	10,5	10,24
Na2O	0,02	0,04	1,97	4,24	2,97	2,63	6,06	3,22	2,81	3,08
K2O	0,005	0,04	0,15	0,22	0,34	0,28	0,68	0,6	0,26	0,55
P2O5	0,02	0,02	0,02	0,07	0,08	0,005	0,08	0,1	0,06	0,11
MnO	0,12	0,09	0,21	0,2	0,18	0,22	0,09	0,14	0,12	0,17
Cr2O3	0,358	0,352	0,014	0,018	0,003	0,001	0,001	0,023	0,014	0,011
LOI	13,9	11,5	2,5	<-5,1	4,1	1,4	1,7	2	1,9	1,3
C/TOT	0,05	0,03	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02	0,08
SUM	99,36	99,44	99,73	99,75	99,77	99,74	99,72	99,83	99,76	99,79
Mg#	90	90	64	64	61	46	49	63	63	57
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	0,2	0,8	1,1	1,6	1,9	1,9	11,1	4,6	1,8	1,9
Ba	2	35	148	117	53	163	726	101	413	177
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3,9	0,7	<0,5	<0,5	<0,5
Th	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,1	0,5	<0,2	<0,2	<0,2
U	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,5	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	0,3	0,5	0,9	0,7	1,2	1,4	5,5	1,5	1,2	1,8
Ta	0,5	0,4	0,4	<0,1	0,3	0,117	8,1	1,4	0,5	1,7
La	0,1	0,3	1,2	1,8	2,4	0,4	2,9	2,4	2,4	2,6
Ce	0,2	0,3	2,5	5,8	6,8	2,1	6,6	7,4	5	7,8
Pb	0,4	0,5	0,3	0,5	0,2	<0,1	1,9	0,6	0,3	0,4
Pr	0,02	0,06	0,47	1,11	1,22	0,37	1,15	1,29	0,91	1,44
Mo	0,2	<0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1
Sr	3	2,9	598,7	287,4	268,7	470,2	1082,1	288,5	254,9	288,2
Nd	<0,3	0,5	2,5	6,4	7,1	2,1	5,5	6,7	5,1	7,4
Sm	<0,05	0,11	1,1	2,11	2,35	1,13	1,49	2,23	1,77	2,61
Zr	0,2	4,1	18,3	50,7	58,3	28,8	118,7	59,8	44,2	67,9
Hf	<0,1	0,2	0,6	1,7	1,9	0,8	3,1	2,1	1,4	2
Eu	<0,02	0,03	0,76	0,66	0,9	0,72	0,57	0,88	0,69	0,98
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sb	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	0,05	0,18	1,71	2,74	3,23	1,95	1,61	2,93	2,47	3,44
Tb	<0,01	0,01	0,36	0,46	0,65	0,38	0,3	0,58	0,5	0,69
Dy	<0,05	0,17	2,24	3,51	4	2,5	1,8	3,51	3,09	4,2
Y	0,2	1,1	13,3	20	24,5	13,8	11	22	19	25,7
Ho	<0,02	0,02	0,5	0,75	0,84	0,52	0,4	0,8	0,68	0,9
Er	0,04	0,11	1,49	2,23	2,47	1,59	1,19	2,3	2,05	2,64
Tm	<0,01	<0,01	0,24	0,33	0,4	0,21	0,2	0,36	0,32	0,42
Yb	<0,05	0,18	1,46	2,13	2,44	1,49	1,25	2,35	1,96	2,73
Lu	<0,01	<0,01	0,22	0,32	0,36	0,2	0,2	0,34	0,29	0,4
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	0,8	2,5	13,5	11,1	15,7	14,2	14,8	14,6	14,3	15,2
V	23	25	224	337	334	687	52	281	275	295
Cr	2449	2408	96	123	21	7	7	157	96	75
Co	120,5	91,3	36,2	42,2	38,2	46,5	7,6	39,2	37,8	35,4
Ni	2898,2	1314,2	43,8	36,9	87,2	58,1	4,9	31,8	30,8	87,6
Cu	2,6	21,1	70	7,2	8,8	33,8	1,5	59,4	7,1	73,4
Zn	22	18	7	14	27	24	24	12	6	10
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	9	11	37	45	39	46	7	40	39	37
Ni	2877	1805	95	82	98	55	<20	82	77	111
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	14,3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	0,8

Memoria

Hoja	6174I	6174II	6174IV	6174I	6174II	6174I	6174I	6174I	6174I	6174I
X (UTM)	-70,2091	-70,1402	-	-70,2392	-70,2156	-70,2392	-70,158	-70,1440	-70,239	-70,141
Y (UTM)	19,6164	19,5433	-	19,5389	19,5233	19,5389	19,5960	19,6136	19,5250	19,6054
Muestra	JE9022A	JE9137B	AD9052A	JE9071B	JE9057B	JE9071A	JE9127	JE9181B	JE9065	JE9249
SiO ₂	50,31	50,93	45,92	47,41	47,47	48,99	51,62	47,7	52,83	44,3
TiO ₂	1,25	1,34	4,24	2,14	1,76	2,03	0,9	1,21	0,85	1,45
Al ₂ O ₃	15,31	15,12	13,28	14,3	15,75	14,38	20,75	14,43	15,72	13,6
Fe ₂ O ₃	10,5	10,54	14,87	14,25	12,83	13,9	5,27	10,28	7,69	11,37
MgO	6,75	6,56	7,18	6,62	5,52	5,7	4,8	7,08	8,51	10,44
CaO	10,46	6,84	9,27	10,61	11,09	10,16	2,9	11,67	5,87	5,85
Na ₂ O	3,1	5,05	2,75	2,67	3,63	2,88	5,19	3,64	5,33	3,81
K ₂ O	0,08	0,13	0,18	0,38	0,3	0,46	4,42	0,09	0,13	1,46
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,005	0,2	0,16	0,23	0,14	0,1	0,11	0,17
MnO	0,18	0,15	0,25	0,3	0,26	0,25	0,08	0,17	0,13	0,17
Cr ₂ O ₃	0,017	0,005	0,004	0,024	0,051	0,022	0,008	0,054	0,048	0,035
LOI	1,7	2,9	1,8	0,8	1	0,8	3,6	3,4	2,6	7
C/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	0,03	0,12	<0,02	<0,02	0,91
S/TOT	<0,02	<0,02	0,03	0,04	0,28	0,16	<0,02	0,1	0,04	<0,02
SUM	99,79	99,72	99,75	99,75	99,83	99,81	99,64	99,82	99,86	99,64
Mg#	56	55	49	48	46	45	64	58	69	65
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	0,1	0,7	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	0,9	1,1	1,6	7	5,7	6,6	96,8	2,5	1,9	42
Ba	31	113	56	53	108	80	2190	31	64	720
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	<0,2	0,1	<0,2	<0,2	1,1	<0,2	<0,2	0,2	<0,2	0,2
U	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,4	0,2	<0,1	0,1	0,2	<0,1
Nb	2	1,2	1,1	3,4	13,3	3	1,3	2,1	1,3	2,3
Ta	1,7	0,2	0,092	2,1	2,3	1,7	0,3	0,5	1,1	0,2
La	3	2,9	0,7	3,9	10,5	3,8	3	3,4	2,7	4
Ce	8,8	8,8	1,7	13,3	24,7	13	7,5	7,6	8,7	9,8
Pb	0,3	0,4	0,1	0,7	0,7	0,9	0,9	2,8	0,7	2,8
Pr	1,62	1,67	0,41	2,52	3,65	2,39	1,49	1,39	1,47	1,82
Mo	0,2	<0,1	0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1
Sr	368,4	133,7	181,8	144,6	307,2	131,5	185,4	103,1	126,9	163,3
Nd	8,9	9	2,4	13,7	16,3	13,8	8,6	7,8	7,4	9,5
Sm	2,83	3,17	1,13	4,83	4,18	4,52	2,69	2,8	2,2	3,27
Zr	77	90,1	26,4	124,1	119,8	120,6	165,5	63,1	86	82,6
Hf	2,6	2,6	0,9	3,7	3,6	3,7	4,1	1,8	2,3	2,5
Eu	1,05	1,02	0,67	1,73	1,63	1,58	0,96	1,12	0,76	1,16
Sn	<1	<1	<1	2	1	1	<1	1	<1	1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Gd	3,77	4,29	1,69	6,52	4,93	6,08	3,15	3,91	2,63	4,29
Tb	0,74	0,83	0,31	1,31	0,91	1,23	0,56	0,79	0,5	0,84
Dy	4,49	5,26	2,29	7,85	5,35	7,44	3,16	4,69	3,05	5,06
Y	28,8	30,3	13,3	46,9	34,5	45,4	17,3	29,9	17,7	29,4
Ho	1,02	1,14	0,49	1,76	1,14	1,62	0,62	1,04	0,65	1,06
Er	2,81	3,24	1,49	5,13	3,25	4,74	1,75	3	1,82	3,12
Tm	0,45	0,52	0,22	0,81	0,51	0,77	0,26	0,48	0,3	0,5
Yb	2,96	2,99	1,39	4,83	2,78	4,57	1,6	2,89	1,84	3,02
Lu	0,43	0,46	0,21	0,73	0,4	0,69	0,23	0,44	0,27	0,44
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,1	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	15,9	14,2	15,5	18,6	17,3	19,5	16,2	16,4	14,5	16,1
V	296	298	621	416	299	407	96	290	141	321
Cr	116	34	27	164	349	151	55	369	328	239
Co	39,3	34,3	49,7	45,1	44,2	46,2	20,3	44,5	31,8	49,4
Ni	28,1	76,1	81,1	16,9	39,7	30,4	40,3	10,1	101,5	39,6
Cu	102,4	272,6	49,5	23,2	132,3	87,3	23,8	42,2	42,8	167,5
Zn	7	54	15	19	13	20	25	11	29	36
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,2
Sc	37	37	49	50	47	48	15	46	29	45
Ni	63	81	103	59	55	57	69	67	164	93
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	1,2	1	<0,5	<0,5

Memoria

Hoja	6174I	6174II	6174III	6174IV	6174V	6174VI	6174VII	6174VIII	6174IX	6174X
X (UTM)	-70,212	-70,116	-70,141	-70,213	-70,226	-70,157	-70,115	-70,097	-70,134	-70,171
Y (UTM)	19,5380	19,5802	19,6054	19,5922	19,5602	19,5941	19,4452	19,4415	19,3522	19,4381
Muestra	JE9044	JE9104A	JE9249B	JE9015	JE9038B	JE9126	JE9348	JE9356	JE9402	JE9435
SiO2	57,76	49,26	51,47	49,88	68,44	66,13	49,33	47,43	45,41	45,2
TiO2	0,54	0,87	1,4	1,02	0,21	0,16	0,19	0,2	0,11	0,14
Al2O3	15,08	21,02	12,7	16,38	16,03	17,19	4,67	6,82	4,6	18,71
Fe2O3	7,5	5,72	11,08	9,09	2,11	1	6,17	8,59	10,52	6,48
MgO	5,38	3,89	7,5	6,91	1,17	0,48	19,16	18,67	21,93	12,2
CaO	6,81	7,81	5,15	10,45	4,69	3,45	18,09	16,84	14,03	15,03
Na2O	3,99	5,02	5,1	3,62	4,54	5,26	0,26	0,22	0,13	0,56
K2O	0,45	1,19	1,23	0,22	0,45	3,53	0,005	0,005	0,005	0,02
P2O5	0,12	0,11	0,12	0,11	0,1	0,15	0,005	0,005	0,005	0,005
MnO	0,14	0,09	0,24	0,15	0,06	0,02	0,12	0,17	0,18	0,11
Cr2O3	0,022	0,008	0,046	0,018	0,001	0,001	0,345	0,195	0,177	0,085
LOI	2	4,8	3,6	1,9	2,1	2,4	1,3	0,5	2,5	1,2
C/TOT	<0,02	0,02	0,38	<0,02	0,08	0,4	0,03	0,02	0,06	0,06
S/TOT	0,06	<0,02	0,31	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
SUM	99,79	99,8	99,68	99,72	99,91	99,74	99,65	99,66	99,61	99,76
Mg#	59	57	57	60	52	49	86	81	80	79
Cs	0,4	0,4	0,2	0,2	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	7,5	19,5	33,5	2,1	7,5	69,4	0,2	0,3	0,2	0,4
Ba	153	298	851	147	239	1337	8	3	7	34
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	0,5	0,1	1,4	<0,2	0,4	2,5	<0,2	<0,2	<0,2	0,1
U	0,3	<0,1	1,4	0,1	0,5	2,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	2,1	1,5	4	2,6	2	4,6	0,9	1,1	0,05	0,7
Ta	1,7	0,9	0,3	3,7	1,7	0,9	1,8	2,1	0,004	1,5
La	5,3	2,6	8,4	2,2	3,8	10,1	5,7	0,3	1,9	0,6
Ce	10,6	7,2	15,9	7,2	6,9	20,3	1,4	0,7	0,4	1,4
Pb	0,6	0,8	1,2	0,7	2,5	15,3	0,3	0,2	0,3	0,5
Pr	1,75	1,5	2,69	1,29	1,01	2,72	4,39	0,15	0,46	0,23
Mo	0,1	<0,1	0,2	0,3	0,2	0,9	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Sr	184,1	463,2	171,8	619,7	474,2	1058,5	42,4	59,4	16,6	167,9
Nd	8	8	12,4	6,6	3,8	11	30,3	1,2	2,2	1,1
Sm	2	2,52	3,73	2,4	0,98	2,81	13,01	0,53	0,63	0,41
Zr	44,4	155,2	70,3	57,7	68,5	66	3,7	4,2	0,8	4,9
Hf	1,4	4,3	2,2	1,7	2,2	2,2	0,2	0,2	0,05	0,05
Eu	0,65	1,01	1,42	0,9	0,42	0,78	5,63	0,21	0,26	0,17
Sn	<1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
Sb	<0,1	0,5	0,9	<0,1	<0,1	0,8	<0,1	0,1	0,1	0,2
Gd	2,24	3	4,82	3,03	1,01	2,42	13,37	0,8	1,1	0,44
Tb	0,42	0,57	0,94	0,61	0,17	0,32	2,31	0,16	0,21	0,08
Dy	2,51	3,11	5,71	3,7	1,04	1,34	12,94	0,98	1,33	0,52
Y	15,6	18,2	32,8	21,8	6,4	5	40	5,3	10,3	3,1
Ho	0,56	0,65	1,2	0,79	0,21	0,14	2,16	0,22	0,32	0,13
Er	1,58	1,92	3,62	2,24	0,64	0,27	5,43	0,57	0,89	0,38
Tm	0,26	0,29	0,57	0,37	0,11	0,02	0,76	0,08	0,13	0,06
Yb	1,62	1,78	3,33	2,24	0,78	0,15	4,88	0,52	0,71	0,32
Lu	0,24	0,26	0,51	0,34	0,12	0,01	0,7	0,07	0,12	0,05
Se	<0,5	<0,5	1,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	<0,5	16,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Be	<1	<1	<1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1
Ga	13,4	16,6	11,5	14,3	13,7	21,7	4,6	5,2	3,4	10,7
V	222	87	341	265	22	<8	186	208	188	125
Cr	151	55	315	123	7	7	2360	1334	1211	582
Co	26,9	21,1	38,5	35,6	4,5	1,1	50,3	64,5	90,3	43
Ni	41,9	25,1	56,7	25,7	6,2	3,8	200,9	118,1	317,9	85,1
Cu	52,7	17,7	142,5	94,9	3,1	7,7	10,7	45,5	10,1	4,1
Zn	26	13	36	23	27	9	22	20	29	17
Cd	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	36	14	44	38	5	1	87	92	70	34
Ni	59	59	137	48	<20	<20	343	178	403	137
Ag	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,13	0,02	<0,01
Au	1,6	<0,5	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,1	1,1	<0,5

Memoria

Hoja	6174II									
X (UTM)	-70,134	-70,093	-70,108	-70,119	-70,091	-70,147	-70,167	-70,133	-70,135	-70,164
Y (UTM)	19,4583	19,4332	19,4310	19,4449	19,3872	19,3569	19,4179	19,3543	19,3795	19,3912
Muestra	JE9309	JE9346	JE9360	JE9349	JE9378	JE9598	JE9429	JE9403	JE9607	JE9572
SiO2	46,34	46,34	45,62	44,75	45,21	45,91	39,61	42,91	47,6	46,09
TiO2	0,1	0,29	0,07	0,07	0,29	0,38	0,08	0,03	0,46	0,24
Al2O3	21,27	17,19	19,56	17,46	21,9	15,61	5,08	25,05	13,53	19,86
Fe2O3	6,22	6,67	4,22	6,01	6,18	10,4	16,05	7,07	10,12	7,65
MgO	8,52	8,99	11,24	12,67	6,74	9,51	30,48	8,94	11,9	9,09
CaO	15,38	16,58	17,75	16,19	17,66	15,9	3,65	14,3	15,02	15,51
Na2O	0,72	0,91	0,45	0,51	0,72	0,61	0,26	0,5	0,81	0,58
K2O	0,02	0,1	0,005	0,01	0,02	0,005	0,01	0,005	0,005	0,005
P2O5	0,06	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
MnO	0,12	0,13	0,08	0,12	0,1	0,2	0,24	0,1	0,19	0,14
Cr2O3	0,016	0,029	0,084	0,052	0,007	0,03	0,016	0,005	0,014	0,006
LOI	1	2,6	0,7	1,9	1	1,2	3,9	0,9	0,1	0,7
C/TOT	0,03	0,12	<0,02	0,05	<0,02	0,02	0,15	0,03	0,05	0,03
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,1	<0,02	<0,02	<0,02	0,1
SUM	99,77	99,8	99,79	99,77	99,83	99,67	99,47	99,83	99,73	99,77
Mg#	73	73	84	81	68	64	79	71	70	70
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1		
Rb	0,3	1,4	<0,1	0,2	0,3	1,3	0,2	<0,1	0,2	0,6
Ba	16	59	8	9	22	33	8	11	17	21
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,1	<0,2	<0,2	<0,2
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	<0,1	0,05	0,1	0,05	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Ta	<0,1	2,8	0,008	2,4	0,008	0,3	2,2	0,008	0,5	0,2
La	0,8	1	0,2	0,7	0,3	0,3	0,2	2,6	0,7	0,7
Ce	0,8	2,2	0,4	0,5	0,8	0,7	0,3	1,1	2,4	1,2
Pb	0,2	0,6	0,4	0,2	0,5	0,4	0,9	0,5	0,3	0,5
Pr	0,05	0,39	0,08	0,27	0,18	0,17	0,08	0,58	0,47	0,21
Mo	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sr	215,6	208,2	175,8	193,2	254,5	124,1	48,5	227	176,3	298,2
Nd	0,6	2,2	0,6	1,3	1,1	1,4	0,4	2,1	3,8	1,5
Sm	0,21	0,68	0,22	0,44	0,47	0,51	0,19	0,47	1,13	0,44
Zr	2,7	9,9	1,5	1,2	2,4	2,9	1,6	0,1	6,8	2,9
Hf	0,2	0,2	0,05	0,05	0,1	0,05	0,05	0,05	0,4	0,2
Eu	0,15	0,3	0,12	0,2	0,27	0,27	0,08	0,33	0,43	0,26
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sb	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Gd	0,36	0,89	0,27	0,5	0,68	0,86	0,19	0,56	1,74	0,69
Tb	0,03	0,17	0,05	0,09	0,13	0,17	0,04	0,09	0,34	0,13
Dy	0,41	1,09	0,36	0,48	0,75	1,03	0,32	0,58	2,02	0,72
Y	2,8	5,5	1,6	2,5	4,2	6,3	1,7	3,8	11,8	4,4
Ho	0,05	0,22	0,07	0,1	0,17	0,23	0,07	0,11	0,44	0,15
Er	0,23	0,62	0,19	0,3	0,44	0,73	0,2	0,34	1,23	0,54
Tm	0,02	0,1	0,03	0,04	0,07	0,11	0,04	0,05	0,19	0,08
Yb	0,24	0,6	0,16	0,25	0,4	0,71	0,19	0,26	1,25	0,47
Lu	0,01	0,09	0,03	0,03	0,06	0,1	0,04	0,04	0,18	0,06
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,4	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	<0,5	1,6	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	1,4	1,3
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	12,8	10,9	9,9	10,3	14,8	12,2	3,6	12,7	11,4	13,8
V	122	245	93	83	212	353	82	25	327	209
Cr	# REF	198	575	356	48	205	109	34	96	41
Co	30,5	32,1	33,8	41,8	26,6	38,2	141,3	49,2	43,5	48,8
Ni	9,7	5,2	59,9	78,8	2,9	2,9	459	41,8	9,9	36,6
Cu	6,8	4,2	6,5	9,1	41,2	939,4	8,8	4,7	30,1	149,9
Zn	6	7	9	15	6	4	59	9	4	5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	42	73	44	45	55	81	16	9	85	45
Ni	67	30	97	117	<20	<20	516	57	28	47
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
Au	<0,5	0,5	<0,5	0,7	0,5	13,9	1,4	<0,5	3,2	<0,5

Memoria

Hoja	6174II									
X (UTM)	-70,090	-70,182	-70,181	-70,178	-70,184	-70,097	-70,143	-70,146	-70,217	-70,218
Y (UTM)	19,3842	19,4008	19,4004	19,4025	19,3926	19,3531	19,3655	19,3624	19,4551	19,4478
Muestra	JE9379	JE9423	JE9576	JE9424	JE9421	JE9393	JE9601	JE9599A	JE9530	JE9292
SiO2	42,99	46,06	45,47	44,71	44,95	41,18	43,74	43,04	43,03	44,4
TiO2	0,36	0,51	0,63	0,72	0,72	0,91	0,74	0,78	1,18	1,05
Al2O3	18,77	17,75	17,68	17,93	19,84	17,33	18,75	20,67	18,22	19,35
Fe2O3	10,62	9,67	11,51	12,76	11,91	15,6	13,37	13,7	16,98	14,78
MgO	10,42	7,84	8,01	8,34	7,51	8,57	7,1	6,76	6,17	5,91
CaO	15,63	15,18	14,13	13,71	13,63	14,58	12,59	13,37	12,14	12,23
Na2O	0,56	0,81	0,96	0,83	0,96	0,62	1,33	1,04	1,43	1,35
K2O	0,005	0,04	0,005	0,005	0,02	0,01	0,11	0,005	0,005	0,03
P2O5	0,005	0,02	0,03	0,005	0,005	0,005	0,08	0,03	0,1	0,17
MnO	0,14	0,18	0,2	0,21	0,19	0,15	0,22	0,21	0,29	0,3
Cr2O3	0,021	0,037	0,027	0,019	0,007	0,007	0,006	0,003	0,001	0,001
LOI	0,2	1,6	1,1	0,5	0	0,7	1,7	0,2	0,2	0,2
C/TOT	0,08	0,02	<0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	<0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	0,04	0,03	0,06	0,04	0,03	<0,02	0,07	<0,02	0,05	<0,02
SUM	99,73	99,76	99,77	99,74	99,75	99,66	99,76	99,76	99,73	99,79
Mg#	66	62	58	56	56	52	51	49	42	44
Cs	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,2	<0,1	1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1	<0,1				<0,1
Rb	<0,1	1,1	1,3	<0,1	0,9	0,2	7,4	<0,1	0,4	0,2
Ba	6	24	28	10	15	13	37	8	39	19
W	<0,5	61,9	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	<0,2	<0,2	0,1	<0,2	<0,2	<0,2	0,1	<0,2	<0,2	<0,2
U	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Nb	0,1	1,2	0,06	1,3	7,4	14,4	0,2	0,2	0,3	6,6
Ta	13,3	2,5	0,1	1,9	10,5	30,4	0,6	0,7	0,5	13,1
La	0,1	0,7	1,2	0,5	0,6	0,3	0,7	0,3	1,3	1,3
Ce	0,3	2,2	2,8	0,8	0,9	0,6	1,7	0,4	2,5	2,4
Pb	0,5	0,9	0,9	0,4	0,6	1	1,4	0,2	0,6	0,6
Pr	0,07	0,45	0,57	0,22	0,19	0,14	0,3	0,11	0,5	0,47
Mo	<0,1	0,4	<0,1	0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1
Sr	203	280	311,1	251,6	257,7	190,3	268,2	319,7	313,1	337,9
Nd	0,6	2,8	4	1,6	1,2	0,9	1,9	1	2,7	3,2
Sm	0,23	1,12	1,18	0,72	0,52	0,37	0,67	0,33	1,04	1,11
Zr	1,1	4	4,1	3,3	2,4	2,4	2,1	1	3,6	1,2
Hf	<0,1	0,2	0,3	0,1	<0,1	0,05	0,1	<0,1	0,1	0,05
Eu	0,14	0,52	0,6	0,44	0,38	0,2	0,47	0,34	0,67	0,82
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sb	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Gd	0,32	1,44	1,64	0,97	0,65	0,48	1,05	0,61	1,46	1,58
Tb	0,06	0,24	0,3	0,17	0,12	0,1	0,2	0,11	0,27	0,29
Dy	0,39	1,85	1,6	1,32	0,89	0,63	1,24	0,67	1,74	1,78
Y	1,8	9,4	10,1	6,8	5	3,3	7	3,6	9,3	9,4
Ho	0,08	0,38	0,36	0,29	0,21	0,13	0,25	0,16	0,33	0,36
Er	0,25	1,13	1,09	0,78	0,62	0,39	0,84	0,49	1,01	1,07
Tm	0,03	0,16	0,17	0,12	0,09	0,06	0,11	0,06	0,17	0,15
Yb	0,21	0,98	1,06	0,79	0,56	0,35	0,77	0,37	0,93	0,95
Lu	0,03	0,14	0,14	0,12	0,1	0,05	0,11	0,06	0,16	0,15
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5
As	0,9	<0,5	0,9	<0,5	0,6	0,7	1,3	1,4	0,9	0,5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	13,5	15,7	15,6	18,4	20,2	17	16,8	18	20,7	21,4
V	443	385	380	517	566	1052	439	460	554	412
Cr	144	253	185	130	48	48	41	21	7	7
Co	52,3	34,7	39,2	42,3	38,5	59,3	39,2	37,3	39,3	33,8
Ni	25,6	9,2	11,1	13,9	9,8	16,1	7,2	11	2,3	2,1
Cu	130,7	40,6	80,3	79,4	71,8	136,9	93,4	18	67,6	11,5
Zn	4	10	15	18	10	8	12	25	29	49
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	51	62	59	60	56	55	49	44	67	63
Ni	39	23	<20	27	21	29	<20	<20	<20	<20
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Au	3,9	0,8	<0,5	4,7	4	7,7	2,5	0,7	<0,5	0,9

Memoria

Hoja	6174II									
<i>X (UTM)</i>	-70,172	-70,245	-70,184	-70,228	-70,228	-70,195	-70,216	-70,204	-70,161	-70,228
<i>Y (UTM)</i>	19,4564	19,4265	19,3912	19,3820	19,3837	19,3784	19,4133	19,4099	19,3547	19,4173
<i>Muestra</i>	JE9449	JE9277	JE9420A	JE9521	JE9553A	JE9415	JE9549	JE9542	JE9592	JE9283
<i>SiO2</i>	47,12	50,3	53,55	52,92	50,91	50,15	54,51	54,55	52,06	45,51
<i>TiO2</i>	0,47	0,25	0,68	0,55	0,74	0,54	0,84	0,4	0,17	1,31
<i>Al2O3</i>	22,06	18,56	16,43	13,92	15,89	19,05	15,84	14,87	5,09	16,28
<i>Fe2O3</i>	8,2	5,49	9,51	8,19	9,35	8,1	8,34	9,42	6,5	14,59
<i>MgO</i>	4,77	8,72	5,51	9,6	7,09	5,83	6,38	6,91	17,18	6,67
<i>CaO</i>	11,84	13,31	10,18	7,59	8,87	9,31	9,32	9,76	16,55	11,61
<i>Na2O</i>	2,53	1,35	2,19	2,7	2,35	3,46	3,41	2,52	0,71	1,39
<i>K2O</i>	0,55	0,07	0,13	1,51	1,53	1,15	0,005	0,02	0,04	0,15
<i>P2O5</i>	0,09	0,02	0,09	0,15	0,17	0,08	0,09	0,05	0,005	0,02
<i>MnO</i>	0,11	0,09	0,17	0,13	0,16	0,14	0,14	0,07	0,14	0,12
<i>Cr2O3</i>	0,006	0,026	0,008	0,067	0,032	0,01	0,023	0,033	0,116	0,004
<i>LOI</i>	2	1,6	1,4	2,3	2,4	1,9	0,9	1,2	1,1	1,9
<i>C/TOT</i>	0,06	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
<i>S/TOT</i>	0,08	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02
<i>SUM</i>	99,79	99,79	99,83	99,66	99,54	99,7	99,82	99,82	99,67	99,6
<i>Mg#</i>	54	76	53	70	60	59	60	59	84	48
<i>Cs</i>	<0,1	<0,1	0,2	0,8	7,6	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Tl</i>	<0,1	<0,1	<0,1			<0,1				<0,1
<i>Rb</i>	10,9	0,3	2,4	36,2	43,9	24,8	0,4	0,9	0,8	1,8
<i>Ba</i>	151	79	92	714	1229	593	62	39	53	80
<i>W</i>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	0,8
<i>Th</i>	<0,2	<0,2	<0,2	1,2	1,1	0,3	0,3	0,5	0,5	0,1
<i>U</i>	<0,1	0,2	<0,1	0,6	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2
<i>Nb</i>	0,9	2,7	2,2	4,5	5,1	1,5	1,2	0,7	0,8	0,2
<i>Ta</i>	1	5,2	3,8	0,38	0,4	0,125	0,10	0,058	0,067	0,017
<i>La</i>	3	2	2,1	20	17,4	11,3	4,3	3,4	2,1	2,5
<i>Ce</i>	6,8	4,2	4,6	42,6	36,9	22,7	10,2	7,7	4,2	5,5
<i>Pb</i>	0,9	2,4	1,4	3,3	38,8	9,2	0,2	0,3	0,7	0,3
<i>Pr</i>	1,12	0,72	0,82	5,53	5,14	2,98	1,8	1,23	0,59	0,96
<i>Mo</i>	0,2	<0,1	0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Sr</i>	613,2	340,7	240,1	303,5	1075	663,3	243,1	258,6	72,3	215,9
<i>Nd</i>	5	3,7	4,6	22,9	23,5	12,8	8,2	5,3	2,7	4,6
<i>Sm</i>	1,2	1,06	1,56	4,64	4,62	2,96	2,63	1,63	0,72	1,31
<i>Zr</i>	15,8	16,4	9,7	116,2	89,9	26,7	68,8	39,6	19	21,3
<i>Hf</i>	0,6	0,6	0,2	3,5	2,9	0,9	2,6	1	0,4	0,8
<i>Eu</i>	0,57	0,53	0,71	1,11	1,39	1,14	0,95	0,63	0,25	0,5
<i>Sn</i>	<1	<1	<1	2	1	<1	1	<1	<1	<1
<i>Sb</i>	0,2	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Gd</i>	1,29	1,32	1,83	4,33	4,4	2,78	3,43	1,71	0,91	1,48
<i>Tb</i>	0,19	0,25	0,36	0,69	0,73	0,48	0,62	0,32	0,15	0,27
<i>Dy</i>	1,34	1,47	2,25	3,89	4,07	2,79	3,77	1,93	0,81	1,69
<i>Y</i>	7,4	9	11,2	20,7	22,2	13,1	23,4	10,9	4,8	9,1
<i>Ho</i>	0,27	0,32	0,45	0,77	0,79	0,52	0,84	0,37	0,15	0,33
<i>Er</i>	0,85	0,91	1,41	2,06	2,45	1,48	2,32	1,27	0,56	1,05
<i>Tm</i>	0,13	0,15	0,23	0,33	0,34	0,22	0,38	0,2	0,08	0,15
<i>Yb</i>	0,78	0,91	1,45	1,95	2,07	1,39	2,51	1,17	0,49	1,05
<i>Lu</i>	0,12	0,14	0,22	0,3	0,32	0,21	0,36	0,19	0,07	0,15
<i>Se</i>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>As</i>	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	2,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<i>Be</i>	<1	<1	<1	1	<1	2	<1	1	<1	<1
<i>Ga</i>	19	16,1	15,5	14,4	17,9	20,4	15,8	17,1	5,4	19,5
<i>V</i>	253	146	280	186	232	231	221	242	152	993
<i>Cr</i>	41	178	55	458	219	68	157	226	794	27
<i>Co</i>	31,3	26,8	29	32,1	31,1	28,3	30,1	46,4	45,3	57,3
<i>Ni</i>	18,1	6,1	4,1	63,7	13,8	13,3	8,7	12,9	7,2	9,8
<i>Cu</i>	86,6	10,8	55,9	11,9	24,8	73,6	8,8	2,1	3,8	339,8
<i>Zn</i>	17	2	15	34	34	33	5	4	3	13
<i>Cd</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Sc</i>	22	33	39	30	34	31	33	35	61	43
<i>Ni</i>	44	84	20	149	<20	28	53	45	121	36
<i>Ag</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
<i>Bi</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<i>Hg</i>	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,07	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,08
<i>Au</i>	0,9	0,6	4,8	0,8	<0,5	1	<0,5	<0,5	<0,5	7,1

Memoria

Hoja	6174II	6174II	6174II	6273IV	6273IV	6174II	6174II	6174II	6174II	6174II
X (UTM)	-70,2465	-70,1811	-70,0938	-69,9949	-69,9759	-70,1826	-70,181	-70,1811	-70,1623	-70,1826
Y (UTM)	19,4252	19,3661	19,3561	19,3038	19,2881	19,3536	19,3636	19,3661	19,3510	19,3536
Muestra	JE9278	JE9585B	JE9391	6273VJM9488	6273VJE9690	JE9409A	JE9583	JE9585A	JE9591A	JE9409B
SiO2	49,98	46,68	41,76	41,99	46,15	47,44	49,99	54,7	51,67	51,35
TiO2	0,28	0,4	1,21	1,33	0,94	0,56	2,28	2,03	2,32	2,36
Al2O3	12,91	17,69	15,74	16,25	18,35	11,63	14,32	13,9	15,84	14,07
Fe2O3	7,81	6,35	17,73	16,69	13,34	10,89	14,02	12,68	14,2	16,58
MgO	13,38	9,97	7,23	7,89	5,98	12,46	5,89	4,89	4,62	5,01
CaO	11,54	14,98	12,76	12,81	11,64	14,61	9,33	8,73	7,19	7,84
Na2O	0,98	1,39	1,48	1,14	1,77	0,86	3,24	2,08	3,22	1,48
K2O	0,05	0,17	0,17	0,04	0,07	0,05	0,005	0,02	0,05	0,03
P2O5	0,01	0,005	0,01	0,04	0,09	0,005	0,18	0,17	0,28	0,22
MnO	0,09	0,12	0,19	0,23	0,2	0,21	0,24	0,15	0,23	0,18
Cr2O3	0,088	0,032	0,001	0,008	0,001	0,085	0,012	0,002	0,001	0,001
LOI	2,6	2	1,3	1,3	1,2	0,9	0,3	0,5	0,2	0,7
C/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	<0,02	0,09	0,29	<0,02	<0,02	<0,02	0,11	<0,02	<0,02	<0,02
SUM	99,72	99,77	99,62	99,72	99,77	99,72	99,79	99,82	99,82	99,82
Mg#	77	76	45	48	47	69	45	43	39	37
Cs	<0,1	1,1	<0,1	<0,1	0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,1		<0,1		<0,1	<0,1				0,1
Rb	0,3	6,7	1,5	1,6	1,4	1,7	1,6	2	1,8	2,2
Ba	24	80	10	19	28	39	45	52	68	26
W	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	5,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	6
Th	0,1	<0,2	<0,2	0,1	<0,2	<0,2	0,2	0,1	0,1	<0,2
U	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	<0,1
Nb	1,6	0,3	0,05	0,9	0,05	0,1	3,9	2,9	3,6	3,3
Ta	0,133	0,025	0,004	1,8	0,004	17,7	0,6	0,4	0,3	0,2
La	0,9	0,8	1,2	0,8	0,9	1,8	5,1	4,2	5	2,3
Ce	2,2	2,1	0,8	1,4	2,4	3,7	14,8	13,2	14,5	7,1
Pb	1	1,2	1,2	0,5	<0,1	1	0,4	0,2	0,3	0,05
Pr	0,43	0,39	0,3	0,29	0,44	0,62	2,8	2,4	2,69	1,11
Mo	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1
Sr	204,3	190,7	237,8	247,3	222,3	187,1	76,3	128	102,3	46,7
Nd	2,3	2,7	1,7	1,8	3	3,8	13,8	13,5	15,9	5,6
Sm	0,86	0,84	0,56	0,75	1,01	1,44	4,59	4,13	4,46	1,98
Zr	7,1	14,4	2,5	3,5	6,6	5,9	142,6	116	161,4	132,1
Hf	0,2	0,4	0,1	0,1	0,3	0,3	3,6	3,7	4,9	3,4
Eu	0,39	0,4	0,32	0,42	0,63	0,54	1,65	1,41	1,51	0,46
Sn	<1	<1	<1	23	<1	<1	3	2	2	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	1,05	1,26	0,8	1,22	1,46	1,91	6,21	5,5	6,95	3,21
Tb	0,21	0,25	0,17	0,2	0,27	0,38	1,26	1,05	1,52	0,81
Dy	1,2	1,61	0,91	1,12	1,64	2,41	7,72	6,51	9,66	6,96
Y	7,6	8,8	5,6	6,8	8,9	11,5	49,4	41,7	60,6	44,7
Ho	0,26	0,3	0,23	0,29	0,36	0,5	1,72	1,43	1,99	1,67
Er	0,84	0,94	0,59	0,76	1,04	1,39	5,35	4,76	6,57	5,18
Tm	0,12	0,14	0,12	0,12	0,16	0,22	0,8	0,68	0,95	0,75
Yb	0,8	0,96	0,55	0,67	0,97	1,3	5,05	4,54	6,13	4,94
Lu	0,12	0,14	0,11	0,11	0,17	0,2	0,77	0,7	0,91	0,74
Se	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ga	14,4	10,9	17,5	18	18,7	11,8	19,9	16,1	16,7	11,6
V	258	169	1110	563	400	308	413	379	272	361
Cr	602	219	7	55	7	582	82	14	7	7
Co	48,9	40,7	63,2	44,3	36,7	47,3	43,9	36,4	29,6	41,3
Ni	6,5	25,4	10,9	5,8	2,7	12,2	9,7	1,9	2,8	5,1
Cu	8,7	69,4	254,9	71,3	67,4	14,6	42,1	8,1	6,3	6,1
Zn	3	5	18	21	19	8	8	5	7	2
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	55	35	55	56	47	71	39	37	34	42
Ni	134	103	<20	<20	<20	150	<20	<20	<20	<20
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01
Au	0,7	<0,5	0,8	1,1	<0,5	1,6	<0,5	<0,5	<0,5	1

Memoria

Hoja	6174II	6273IV	6273IV
X (UTM)	-70,1623	-69,9871	-69,9890
Y (UTM)	19,3510	19,3279	19,3265
Muestra	JE9591B	JM9581	JM9584
SiO₂	58,22	42,68	48,81
TiO₂	1,62	1,34	0,99
Al₂O₃	15,63	19,79	21,02
Fe₂O₃	10,77	14,22	10,25
MgO	2,93	5,36	3,34
CaO	6,91	12,78	9,18
Na₂O	2,81	1,21	3,93
K₂O	0,02	0,04	0,34
P₂O₅	0,22	1,38	0,36
MnO	0,11	0,28	0,24
Cr₂O₃	0,001	0,001	0,001
LOI	0,6	0,7	1,4
C/TOT	0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	<0,02	<0,02	0,03
SUM	99,84	99,8	99,85
Mg#	35	43	39
Cs	<0,1	<0,1	<0,1
Tl			
Rb	1,3	2,4	9,6
Ba	48	38	124
W	6,5	<0,5	<0,5
Th	0,5	0,2	0,6
U	0,4	0,1	0,2
Nb	2,6	0,8	1,1
Ta	0,5	0,067	0,092
La	6,3	4,3	3,2
Ce	17,8	11,3	5,9
Pb	0,7	0,6	1
Pr	3,14	2	0,92
Mo	<0,1	<0,1	0,1
Sr	312,8	358,4	365,7
Nd	17,1	11,8	4,7
Sm	4,96	3,82	1,53
Zr	149,8	9,8	2,5
Hf	4,8	0,2	0,2
Eu	1,7	1,42	1,21
Sn	2	2	1
Sb	<0,1	<0,1	1,3
Gd	6,6	4,83	1,76
Tb	1,27	0,74	0,3
Dy	7,92	4	1,75
Y	47,2	21	8,7
Ho	1,65	0,78	0,36
Er	5,1	2,04	0,88
Tm	0,77	0,25	0,12
Yb	5,19	1,44	0,68
Lu	0,8	0,2	0,11
Se	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	0,7	<0,5
Be	<1	<1	1
Ga	17,1	20,4	23,7
V	181	249	140
Cr	7	7	7
Co	23,6	25	12,3
Ni	1,9	1	1,4
Cu	140,4	10	35,2
Zn	5	32	56
Cd	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	25	34	32
Ni	<20	<20	<20
Ag	<0,1	0,2	2,2
Bi	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	0,01	<0,01	0,02
Au	<0,5	7	2,1

Anexo II

Distribución del Metamorfismo en la República Dominicana:

Notas explicativas al Mapa Geológico

Principales zonas metamórficas

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

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

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

Facies metamórficas en la República Dominicana

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

A continuación, se describen las principales facies metamórficas presentes en la República Dominicana, representadas por un conjunto de minerales índice específicos para cada grupo litológico composicional. En la lista de facies, los minerales

diagnósticos de la asociación mineral metamórfica índice son designados en **negrita**, con los minerales índices adicionales, localmente presentes, indicados en *itálica*. Entre paréntesis se indican las referencias geográficas de dónde aparece la asociación mineral.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Sistema máfico: **glaucofana** – **lawsonita** – **jadeíta-cuarzo** – *pumpellita* (*Río San Juan*)

Marble and calcschists: **aragonito** - *glaucofana*

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

Metapelitas ricas en Na: jadeíta + cuarzo – glaucofana – clorita – *paragonita*

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

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

Sistema máfico: **glaucofana-epidota-granate u onfacita** (+ *jadeíta*)-*esfena* (*Río San Juan*)

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

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

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

Sistema máfico: **glaucofana** – **epidota** (+ *granate*) – **onfacita** (+ *jadeíta*)-*esfena* (*Samaná*)

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

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

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

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

Sistema pelítico: **cloritoide–distena–fengita–granate** – *glaucofana* – *paragonita* - *grafito*

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

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

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

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

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

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

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