



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

MARTIN GARCIA

(5974-IV)

Santo Domingo, R.D., Julio 2002-October 2004

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto K, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por BRGM, formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Ing. Pol Urien (BRGM)

Dr. Marc Joubert (BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

Ing. Pol Urien (BRGM)

Dr Marc Joubert (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

Ing. Lluís Ardévol Oró (GEOPREP)

MICROPALAEONTOLOGÍA

Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, foraminíferos)

Dra. Monique Bonnemaïson (Geóloga Consultora nanofósiles)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)

Dra. Catherine Lerouge (BRGM)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

Ing. Pol Urien (BRGM)

Dr. Marc Joubert (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TECNICOS Y AMBIENTALES)

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Ing. Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROPORTADA

Ing. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

Dr. James K. Mortensen (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

Dr. Tom Ulrich (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

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

Dr. John Lewis (Universidad George Washington, USA)

Ing. Iván Tavares

DIRECTOR DEL PROYECTO

Dr. Marc Joubert (BRGM)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

Ing. Juan José Rodríguez

Ing. Santiago Muñoz

Ingra. María Calzadilla

Ing. Jesús Rodríguez

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Lugares de Interés Geológico
- Informe Sedimentológico del Proyecto K
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K

- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados de muestras recogidas en los Proyectos K y L
- Las fotos están incluidas en la presente memoria

RESUMEN

La hoja de Martín García está situada en el noroeste de la República Dominicana perteneciendo a los dominios de Ámina-Maimón, Magua-Tavera y Valle del Cibao, con la traza SE-NO de la Falla de la Española afectando la esquina SO de la Hoja.

- El dominio Ámina-Maimón, situado, regionalmente, únicamente al norte de la Falla de la Española, aflora en ventana en medio de las formaciones Tercio-cuaternario del SO de la Hoja. La Fm. Ámina-Maimón (atribuida al Cretácico Inferior), está constituida por una serie vulcanosedimentaria bimodal básica-ácida, generada, como la Fm. Los Ranchos del este de la Isla, en un arco isla submarino primitivo. Los protolitos son muy deformados en la facies esquistos verdes. Los gossans de Los Amaceyes-los Pinitos. han sido objeto de investigaciones mineras para oro
- El dominio de Magua-Tavera, inmerso en la zona de falla de la Española, corresponde a una zona muy reducida del borde SO de la Hoja, con la unidad de calizas, lutitas y areniscas calcáreas de la Fm. Magua (Paleoceno - Eoceno Superior).
- La Zona de Falla de la Española, ocultada por los depósitos del Neogeno, en la esquina SO de la Hoja, separa la Fm. Magua de la Fm. Ámina-Maimón.
- El dominio del Valle del Cibao, cubre la parte central de la Hoja. Los sedimentos, discordantes sobre los materiales anteriores, van desde el Mioceno Superior hasta el Plioceno Superior, con de muro a techo: (1) los sedimentos de cuenca marina y el miembro superior, Calizas de Ahuyamas, con asociaciones de facies marinas someras, de la Fm Cercado (Mioceno Superior), (2) las margas y calizas margosas de la Fm Gurabo (Mioceno Superior a Plioceno Medio), con las margas y areniscas de Las Caobas que muestran asociaciones de facies mareales y transicionales, (3) Las calizas arrecifales de la Fm. Mao-Adentro (Plioceno Inferior-Medio), (4) las margas y areniscas calcáreas de la Fm. Mao (Plioceno Medio-Superior), con facies de talud en un contexto sintectónico.
- El Cuaternario, representa el 50% de la superficie, principalmente en la parte norte de la Hoja con la llanura de inundación del ríoYaque del Norte. Está muy diferenciado, incluyendo arcillas y brechas de carstificación, glaciares, coluviones, terrazas y depósitos de fondo de Valle.

La estructuración visible de la Hoja se debe en gran parte al contexto compresivo relacionado con la convergencia oblicua entre las placas Norte Americana y Caribeña que se traduce por deformaciones visibles a todas escalas y especialmente por la Zona de Falla de la Española, con movimiento general transcurrente senestro, que ha colocado cerca terrenos con evoluciones diferentes en el Cretácico Inferior (Fm. Ámina-Maimón al norte y C. Duarte, no representado en la Hoja, al Sur)

Esta actividad tectónica, continua desde al menos el Mioceno Superior hasta la actualidad, ha condicionado la sedimentación de los materiales del Neogeno y claramente se observa que afecta a los del Plioceno e incluso en menor escala a los actuales.

ABSTRACT

The Martín García map area, located in the northwest of the Dominican Republic, comprises the Ámina-Maimón, Magua-Tavera and Valle del Cibao geological domains. Traces of the Española fault zone, trending SE-NW, are observed in the SW corner of the map area.

- The rocks of the Amina-Maimón domain crop out on a regional scale, exclusively to the north of the Española fault zone. In the Martín García area, they are exposed as windows within the Tertiary-Quaternary formations in the southwestern corner of the map area. The Amina-Maimón Formation, assumed to be Early Cretaceous in age, is composed of a bimodal volcano-sedimentary succession comparable to that of the Los Ranchos Formation in the eastern part of the island; both are related to a primitive submarine island arc. Protoliths of the Amina-Maimón Formation are metamorphosed to greenschist facies and are strongly deformed. The Los Amaceyes-los Pinitos gossans, previously explored for gold, are associated with this formation.
- The rocks of the Magua-Tavera domain form a very narrow zone along the Española fault zone in the southwestern part of the map area. They include limestone, shale and calcareous sandstone of the Magua Formation (Paleocene – Late Eocene).
- The Española fault zone, concealed beneath Neogene sediments, separates the Magua Formation from the Ámina-Maimón Formation.
- The Valle del Cibao domain underlies the central part of the map area. It is represented by Late Miocene to Late Pliocene sediments unconformably overlying the older lithologies. From base to top, it is composed of: (1) Late Miocene marine sediments of the Cercado Formation represented solely by its Upper Member, the Ahuyamas limestones, (2) Late Miocene to Middle Pliocene marl and marly limestone of the Gurabo Formation, including marl and sandstone of the Las Caobas Unit bearing transitional facies, (3) Early to Middle Pliocene coral reef limestone of the Mao-Adentro Formation, and (4) marl and sandy limestone, including talus facies, of the Middle to Late Pliocene Mao Formation
- Quaternary sediments cover half of the map area, mainly in the northern part, and include flood plain deposits of the río Yaque del Norte. A variety of lithologies are present, with the development of karst breccia and related decalcification clays, glaciais, colluvium, alluvial terraces and valley-fill alluvium.

The structures observed in the map area are linked to a compressive setting related to the oblique convergence between the North American and the Caribbean plates. This is reflected in the field by deformation at all scales, and particularly by the Española fault zone characterised by overall sinistral displacement bringing together, during the Early Cretaceous, geological domains yielding very different geological histories (e.g. the Amina-Maimón to the north and the Duarte Complex to the south, the latter being not present in the map area). This tectonic activity, initiated at least in the Late Miocene and still on-going, controlled the sedimentation of the Neogene deposits and affects Pliocene and even present-day deposits.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	14
1.1. Metodología	15
1.2. Situación geográfica	16
1.3. Marco geológico	20
1.4. Antecedentes	26
2. ESTRATIGRAFIA	29
2.1. Cretácico Inferior	29
2.1.1. Fm. Ámina-Maimón (Dominio Ámina-Maimón)	29
2.1.1.1. Generalidades de la Fm. Ámina-Maimón.....	29
2.1.1.2. La Fm. Ámina-Maimón en la Hoja Martín García.....	30
2.1.1.2.1. Fm. Ámina-Maimón (1) Filitas y Esquistos verdes. Cretácico Inferior (K ₁).....	32
2.1.1.2.1.1. Las filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos, referibles a protolitos de composición riolítica a riodacítica.....	33
2.1.1.2.1.2. Las filitas y esquistos clorítico-epidótico-sericíticos, referibles a protolitos de composición intermedia a básica (metaandesitas, metabasaltos y metadacitas).	35
2.1.1.2.2. Fm. Ámina-Maimón (2) Meta-andesistas. Cretácico Inferior (K ₁).....	35
2.1.1.2.3. Fm. Ámina-Maimón (3) Metalavas (riolitas, riodacitas, dacitas) y piroclastitas asociadas. Cretácico Inferior (K ₁).....	36
2.1.1.2.4. Fm. Ámina-Maimón (4) Metavulcanitas, piroclastitas y epiclastitas cloritizadas, dacíticas a andesíticas. Cretácico Inferior (K ₁).....	38
2.2. Paleoceno - Eoceno Superior	39
2.2.1. Fm. Magua (Dominio Magua-Tavera):	39
2.2.1.1. Generalidades	39
2.2.1.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García.....	43
2.2.1.2.1. Fm. Magua (5) Calizas, lutitas y areniscas calcáreas. Paleoceno - Eoceno Superior (P ₁ - P ₂ ³)	43
2.3. Neógeno (Dominio del Cibao)	43

2.3.1. Fm. Cercado - Mioceno Superior	44
2.3.1.1. Generalidades	44
2.3.1.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García.....	46
2.3.1.2.1. Fm. Cercado (6) Lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados. Mioceno Superior (N_1^3).....	46
2.3.1.2.2. Fm. Cercado (7) Margas con intercalaciones de limolitas, areniscas biodetríticas, lignitos y conglomerados con troncos fósiles. Mioceno Superior (N_1^3)	49
2.3.1.2.3. Fm. Cercado (8) Calizas coralinas de Ahuyamas. Mioceno Superior (N_1^3)	53
2.3.1.3. Interpretación sedimentológica y datación.....	53
2.3.2. Fm. Gurabo Mioceno Superior - Plioceno Inferior	54
2.3.2.1. Generalidades	54
2.3.2.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García.....	55
2.3.2.2.1. Fm. Gurabo (9) Calizas arcillosas biodetríticas y calcarenitas con alteración blanquecina. Mioceno Superior - Plioceno Inferior (N_1^3 - N_2^1)... ..	56
2.3.2.2.2. Fm. Gurabo (10) Margas localmente fosilíferas con alteración blanquecina. Mioceno Superior - Plioceno Inferior (N_1^3 - N_2^1).....	57
2.3.2.2.3. Fm. Gurabo (11) Areniscas de Las Caobas. Plioceno Inferior (N_2^1)	59
2.3.2.2.4. Fm. Gurabo (12) Margas de Las Caobas. Plioceno Inferior (N_2^1)	61
2.3.3. Fm. Mao Adentro - Plioceno Medio.....	61
2.3.3.1. Generalidades	61
2.3.3.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García.....	63
2.3.3.2.1. Fm. Mao Adentro (13) Calizas porosas (calcarenitas y calizas arcillosas biodetríticas) de Mao Adentro (Loma de Zamba). Plioceno Medio (N_2^2) .	63
2.3.3.2.2. Fm. Mao Adentro (14) Calizas masivas de Mao Adentro (Loma de Zamba). Plioceno Medio (N_2^2)	64
2.3.4. Fm. Mao - Plioceno Medio a Superior.....	66
2.3.4.1. Generalidades	66
2.3.4.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García.....	68

2.3.4.2.1. Fm. Mao (15) Lutitas, areniscas calcáreas, localmente conglomeráticas. Plioceno Medio a Superior (N ₂ ²⁻³)	68
2.3.4.2.2. Fm. Mao (16) Margas, lutitas y siltitas. Plioceno Superior (N ₂ ³).....	69
2.4. Cuaternario	71
2.4.1. Generalidades	71
2.4.2. Descripción particular a la Hoja.....	71
2.4.2.1. (17) Arcillas y/o brechas de carstificación. Cuaternario (Q)	71
2.4.2.2. (18) Terrazas aluviales medias Cuaternario (Q)	72
2.4.2.3. (19) Glacis de coluviones y coluviones de piedemonte Cuaternario (Q)	74
2.4.2.4. (20) Glacis aluviales Cuaternario (Q).....	75
2.4.2.5. (21) Meandros y cauces abandonados Cuaternario (Q)	76
2.4.2.6. (22) Llanura de inundación Cuaternario (Q).....	76
2.4.2.7. (23) Depósitos aluviales de fondo de valle Cuaternario (Q)	77
3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA.....	78
3.1. Petrología de las rocas metamórficas de la Fm. Ámina-Maimón: (Dominio Ámina-Maimón)	78
3.2. Distribución del Metamorfismo y condiciones P-T de formación.....	83
3.3. Geoquímica.....	85
3.3.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo	85
3.3.2. Fm. Ámina-Maimón.....	87
3.3.2.1. Toleitas de arco isla (IAT) “normales”	89
3.3.2.2. Toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti	89
3.3.2.3. Boninitas	90
3.3.2.4. Rocas félsicas (metariolitas);.....	90
3.3.2.5. Basaltos de afinidad calcoalcalina	91
3.4. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar.....	97

3.4.1. Fm. Ámina-Maimón	97
4. TECTONICA.....	97
4.1. Contexto geodinámico de la isla La Española	97
4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	100
4.3. Estructura de la Hoja Martín García	103
4.3.1. Dominio de Ámina-Maimón: Fm. Ámina-Maimón	103
4.3.1.1. Fábricas y estructuras sinmetamórficas.....	104
4.3.1.2. Interpretación de la deformación D1 en el Dominio Ámina-Maimón.....	107
4.3.2. Dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española	107
4.3.3. Dominio del Valle del Cibao - Tectónica y evolución tectonosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario	109
5. GEOMORFOLOGÍA	112
5.1. Descripción fisiográfica.....	112
5.2. Análisis geomorfológico.....	112
5.2.1. Estudio morfoestructural	112
5.2.1.1. Formas estructurales.....	112
5.2.2. Estudio del modelado.....	113
5.2.2.1. Formas gravitacionales.....	113
5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	114
5.2.2.3. Formas lacustres y endorreicas.....	114
5.2.2.4. Formas poligénicas	114
5.2.2.5. Formas por meteorización química.....	115
5.2.2.6. Formas antrópicas.....	115
5.3. Formaciones superficiales	116

5.3.1. Formaciones gravitacionales.....	116
5.3.1.1. Cantos, arenas y lutitas. Coluviones.Holoceno	116
5.3.2. Formaciones fluviales y de esorrentía superficial.....	116
5.3.2.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas medias y abanicos aluviales antiguos. Pleistoceno-Holoceno.	116
5.3.2.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas bajas, abanicos y conos de deyección modernos Holoceno.....	117
5.3.2.3. Arenas y limos. Llanuras de inundación, barra actual y depósitos de fondo de valle, Holoceno	117
5.3.3. Formaciones poligénicas	118
5.3.3.1. Limolitas, lutitas y conglomerados. Glacis antiguo. Pleistoceno-Holoceno..	118
5.3.3.2. Limolitas, lutitas y conglomerados. Depósitos mixtos aluviales, coluviales. Glacis moderno. Holoceno.....	118
5.3.4. Formaciones antrópicas.....	119
5.4. Evolución e historia geomorfológica.....	119
6. HISTORIA GEOLOGICA.....	120
6.1. La historia pre-Cretácico Superior.....	121
6.2. El arco insular del Cretácico Superior	121
6.3. La historia post arco Cretácico Superior - Los dominios de Magua-Tavera y Valle del Cibao.....	121
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	124
7.1. Hidrogeología	124
7.1.1. Climatología.	124
7.1.2. Hidrografía.....	124
7.1.3. Descripción hidrogeológica.....	125
7.2. Recursos minerales	127

7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas.....	128
7.2.2. Rocas industriales	129
7.2.3. Lignitos.....	129
7.2.4. Piedra de cal.....	130
7.2.5. Potencial minero	130
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	131
8.1. Relación de los L.I.G.	131
8.2. Descripción de los Lugares.....	132
8.2.1. L.I.G.N° 1: El Caimito: Afloramiento de calizas con Arcas.....	132
8.2.2. L.I.G.N° 2: Las Animas: Afloramiento de conglomerados calcáreos con tubos de <i>clavagellidae</i>	132
8.2.3. L.I.G.N° 3-4: San José y El Orégano : Troncos fósiles carbonatados	133
Bibliografía.....	135

1. INTRODUCCIÓN

Para invertir la evolución desfavorable del sector geológico minero y dotar de una infraestructura cartográfica y temática a la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país.

A tal fin, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA) ha realizado, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), este Proyecto "K", Zona Noroeste, de Cartografía Geotemática de la República Dominicana incluido en el Programa SYSMIN, referenciado 7 ACP DO 024 y financiado por la Unión Europea.

Dicho Proyecto, realizado entre Julio 2002 y Octubre 2004, incluye la elaboración de las 14 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 y los 5 mapas Geomorfológicos, Procesos Activos y Recursos Minerales a escala 1:100.000 que componen los siguientes cuadrantes (Fig. 1):

Restauración (5873)	Restauración	5873-I
	Bánica	5873-II
Dajabón (5874)	Dajabón	5874-I
	Loma de Cabrera	5874-II
Monte Cristi (5875)	Monte Cristi	5875-I
	Pepillo Salcedo	5875-II
Diferencia (5973)	Diferencia	5973-I
	Lamedero	5973-II
	Arroyo Limón	5973-III
	Jicomé	5973-IV
Mao (5974)	Mao	5974-I
	Monción	5974-II
	Santiago Rodríguez	5974-III
	Martín García	5974-IV

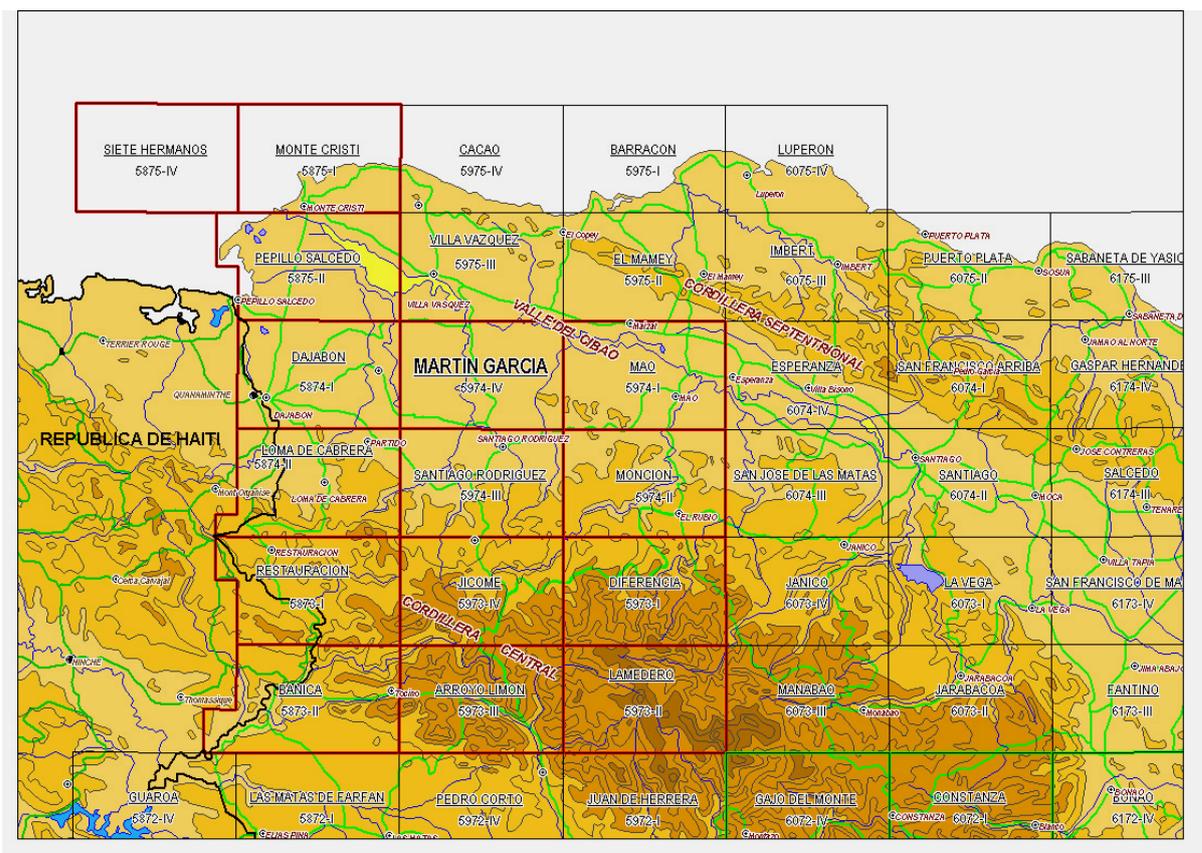


Fig. 1 - Ubicación de la Hoja Martín García (5974-IV) en el marco del proyecto K

1.1. Metodología

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).

Como apoyo a los trabajos de campo, se interpretaron las imágenes disponibles de satélite (Landsat TM y radar SAR), los datos de la geofísica aerotransportada (magnetismo y radiometría; CGG (Compagnie Generale de Geophysique), 1999), y las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA o a escala 1:60.000 (1966).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente vía un GPS, descargados y documentados en una base de datos, ploteados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones ya descritas (topografía,

imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG. Cabe señalar que las coordenadas de latitud y longitud citadas en el texto están en grados decimales en el datum WGS84.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas, sedimentológicas, geoquímicas y dataciones), datos de tipo estructural y fotografías.

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, el desarrollo de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las restantes, con frecuentes visitas a sus territorios.

1.2. Situación geográfica

La Hoja de Martín García (5974-IV) está ubicada en el sector noroeste de la República Dominicana, a unos 200 km en línea recta al NO de la capital Santo Domingo y 250 km por carretera cuyos 175 km por la autopista Duarte hasta Navarrete. La superficie del cuadrante totaliza 484 km² (Fig. 1). Su territorio pertenece mayormente a la Provincia de Monte Cristi en la parte norte (Municipios de La Mata Santa Cruz y de Guayubin). La faja meridional pertenece a la Provincia de Santiago Rodríguez (Municipio de San Ignacio de Sabaneta) y un sector muy reducido en el ángulo suroeste depende de la Provincia de Dajabón (Municipio de El Pino).

Desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja se ubica en una zona de transición entre el piedemonte de la Cordillera Central al sur y el Valle del Cibao que se acerca de la Hoja al norte. La elevación mínima (20 m) se ubica en la confluencia del río Guayubin con el río Yaque del Norte, en el límite norte de la Hoja. La más elevada alcanza 335 m en la Sierra de las Caobas en el borde oriental de la Hoja.

La Hoja puede dividirse en 6 zonas fisiográficas:

- La zona NO, ocupada por el valle aluvial del río Yaque del Norte,
- La zona ONO-ESE, transicional entre el valle aluvial del río Yaque del Norte y los relieves que estructuran la zona diagonal central. Es una llanura poco inclinada hacia el norte, constituida por glaciares aluviales o coluviones,
- La zona centro-este, constituida por la Loma de Zamba, es un meseta colgada, inclinada suavemente hacia el norte. El desnivel alcanza 200 m en el sector oriental y disminuye progresivamente para desaparecer por debajo del valle del río Guayubin. Esta loma constituye el rasgo fisiográfico más destacado de la Hoja.

-La zona centro-oeste corresponde a un conjunto de lomas desarrolladas por encima de rocas metavolcánicas. Son lomas de extensión kilométrica, paralelas, con dirección NNO-SSE dominando de 100 m los llanos que las rodean.

-La Zona sur está constituida por un llano horizontal monótono, que evolua hacia el este a una meseta horizontal con un desnivel de 50 m con los arroyos cercanos,

La zona central, constituida por el valle del río Guayubin orientado NNO-SSE, divide la Hoja y constituye otro rasgo fisiográfico destacado.

El clima está determinado por la ubicación de la Hoja en el piedemonte de la Cordillera Central y, por un grado menor, por la influencia de la Cordillera Septentrional que la protege de las depresiones llegando del norte.

Las perturbaciones de carácter ciclónico del Caribe, que tanta influencia tienen en el resto del país, manifiestan poco sus efectos en esta parte occidental del país, sino cuando se trata de huracanes de gran magnitud. Los promedios mensuales de las precipitaciones y temperaturas aparecen en la Fig. 2.

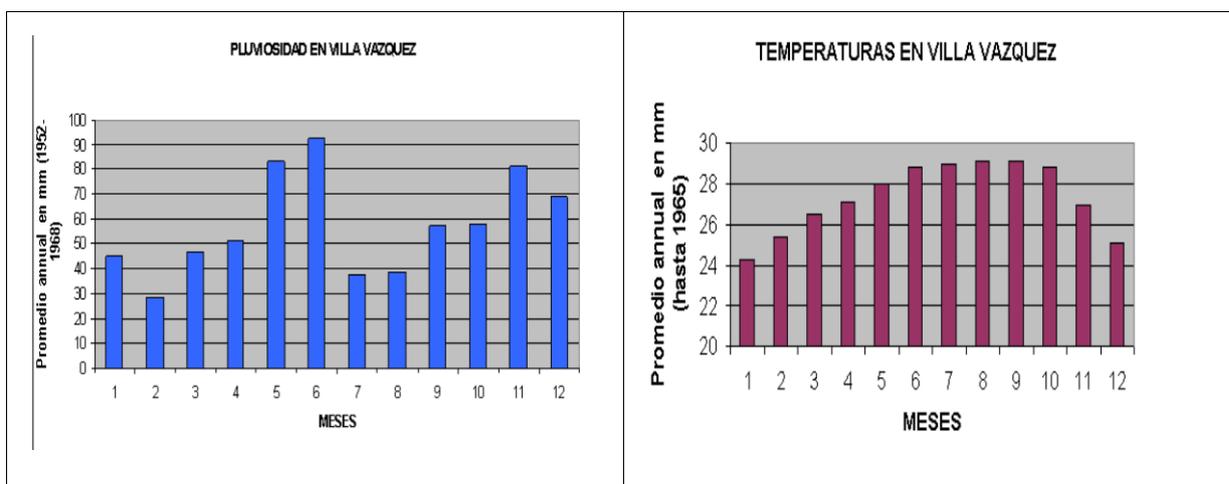


Fig. 2 - Gráficos de pluviosidad y temperatura: promedio mensual en Villa Vázquez

La alta pluviosidad se reparte en dos temporadas de dos meses, Mayo-Junio y Noviembre-Diciembre.

La temperatura promedio mensual presenta variaciones moderadas a lo largo del año con temperaturas superior a 28°C de Junio a Octubre, (Fig. 2).

La red principal de drenaje está constituida por los ríos Yaque del Norte, Aminilla, Guayubin y Cana que representan los ríos perennes de la Hoja. El río Aminilla, tributario izquierdo del río Guayubin, drena el sector suroeste de la Hoja. El río Guayubin corta toda la Hoja en su

centro por un valle de rumbo norte. El río Cana cruza la Loma de Zamba en la Angostura, por un valle muy encajonado con desniveles alcanzando 200 m. La red secundaria es poco densa y constituida por arroyos intermitentes de cauces poco marcados, salvo en la zona SE donde los arroyos se encajonan de unos 20 a 30 m. La parte NE, ocupada por el valle de río Yaque del Norte, está constituida por una llanura de inundación. Cabe señalar la presencia, en el cuarto NO, de un glacis aluvial que se traduce en una zona plana de unos 40 km² poco inclinada hacia el norte, sin red hidrográfica individualizada

La vegetación de la zona es de dos tipos, nativa o antrópica. La vegetación nativa se desarrolla en las lomas calcáreas (Loma de Zambas) o en los suelos arenosos pobres, desarrollados por encima de las terrazas. Consiste en matorrales espinosos muy tupidos y cacteos de varios tipos. La vegetación antrópica presenta varias formas: en las zonas con suelos más arcillosos y relieve suave se desarrolla una vegetación herbosa de pasto con unas acacias esparcidas; en los suelos aluvionares y llanuras de inundación (valles de los ríos Guayubin y Yaque del Norte), está constituida o por plantaciones de plátanos y guineos, localmente de tabaco, maíz y trigo. Actualmente las zonas de glacis del sector noroeste están valorizadas por cultivos industriales de aloes (Sabila)

Los datos demográficos están detallados en la Tabla 1, con las variaciones nacionales y municipales para las Provincias de Santiago Rodríguez y Dajabón.

Censo 1993									
País / Provincia / Municipios	Extensión en km ²	Total	Hombres	Mujeres	Rural	Urbana	% hombres	% rural	densidad /km ²
Provincia/ Santiago Rodríguez	1111.14	62144	32445	29699	38380	23764	52	62	56
San Ignacio de Sabaneta	947.46	46300	24175	22125	30790	15510	52	67	49
Provincia/Monte Cristi	1924.35	95705	48487	47218	57044	38661	51	60	50
Guayubin	844.73	28324	14449	13875	26243	2081	51	93	34
La Mata de Santa Cruz	90.43	12633	6550	6083	5100	7533	52	40	140
TOTAL PAIS	48730.00	7293390	3550797	3742593	3199127	4094263	49	44	149
Provincia/ Santiago Rodríguez	1111.14	59629	30522	29107	33650	25979	51	56	54
Provincia de Monte Cristi	1924.35	111014	57676	53338	58105	52909	52	52	58
TOTAL PAIS	48730.00	8562541	4265215	4297326	3115837	5446704	50	36	176
"Oficina Nacional de Estadísticas: Datos Preliminares del 'VIII Censo Nacional de Población y Vivienda 2002"									

Tabla 1 - Datos demográficos

La población, en mayoría rural, es muy poco densa, en comparación con el promedio nacional; la densidad es más elevada en la parte norte (Municipio de La Mata de Santa Cruz) en relación con la actividad agro-industrial en el Valle del río Yaque del Norte y la presencia de la carretera nacional. En el marco de la Hoja, la densidad de la población se acerca a la del Municipio de Guayubin (34 hab/km²), con un hábitat esparcido.

La actividad de la zona es esencialmente agrícola con una ganadería familiar carnífera principalmente ovina en los sectores de bosque espinoso. Los cultivos agro-industriales del valle del río Yaque se desarrollan en grandes fincas. El tabaco fue cultivado, hace unas décadas, en la zona sur y abandonado debido a la bajada de los precios. De este periodo queda una red de buenos caminos en toda la parte sur de la Hoja. Cabe señalar la presencia de hornos para cal, hoy día abandonados, en el poblado de Zamba, que utilizaban las calizas de la Loma de Zamba. En el sector de Cana Chapetón existe un proyecto, actualmente en curso, de canalización del desagüe del río Cana, con miras a la valorización de los recursos hídricos del río Cana en el marco general de la valorización del valle del río Yaque. También existe, en el norte del poblado de Los Amaceyes (Cerro Segundo), una

presa de 250 000 m², río arriba de la presa de Maguaca, ubicada en la Hoja vecina de Dajabón.

La red de carreteras pavimentadas se limite a la presencia de las carreteras Mao-Valverde, Guayubin, Las Matas, Pepillo Salcedo, al norte y Mao-Valverde, Sabaneta, San José, La Gorra, Las Matas, al sur y al oeste. La red secundaria es muy desarrollada y en buen estado en toda la zona sur, poco densa y sin mantenimiento en la zona norte, en particular en el sector NO. Existen solamente tres puentes cruzando el río Guayubin en el marco de la Hoja. La carretera sin asfaltar Sabaneta-Guayubin es el principal eje NS; Martín García es un pequeño poblado muy poco desarrollado que no tiene nivel de municipio, ubicado en esta carretera a lo largo del río Guayubin. La Loma de Zamba constituye un obstáculo mayor y no existe conexión caminera entre sus laderas norte y sur.

1.3. Marco geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la República Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados (Fig. 3): desde conglomerados continentales a abanicos turbidíticos, desde coladas de lavas y brechas vulcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas etc. A todo esto hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, a su vez con importantes cortejos filonianos.

En términos generales, la geología en la isla está controlada por tres factores principales:

En primer lugar, el carácter oceánico de la isla, ubicada encima de una zona muy activa de corteza oceánica sometida a procesos de subducción, lo que provoca por un lado la presencia de volcanismo de arco de isla, con diversos episodios volcánicos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios y por otro lado la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas asociadas a la estrechez de las plataformas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

En segundo lugar, la ubicación de la isla en una zona de clima tropical permite la alta productividad biológica de las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas arrecifales y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es también responsable de las altas tasas de meteorización y erosión, que van a favorecer la acumulación de importantes depósitos de materiales detríticos.

En tercer lugar, la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre, que ha afectado a isla desde su formación, permitió, por una parte, a una elevada tasa de denudación y, por otra parte, a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica da lugar, asimismo, a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la yuxtaposición en el espacio de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

La repartición espacial de este conjunto de materiales es muy heterogénea, pudiendo diferenciarse dentro del área abarcada por el Proyecto K una serie de dominios tectono-sedimentarios con características diferenciadas (Fig. 4 y Fig. 5). El origen y la naturaleza de estos dominios son diferentes, ya que mientras unos representan dominios alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo dominio y otros corresponden a materiales de cobertera posteriores a las principales deformaciones.

De norte a sur, los dominios tectono-sedimentarios, representados dentro del área del Proyecto K, son los siguientes:

- El **Dominio de la Cordillera Septentrional**, limitado al norte por el Océano Atlántico y al sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían, en principio, al denominado Bloque de Altamira (de Zoeten, 1988). En el área cartografiado, discordantemente sobre materiales marinos profundos del Cretácico Superior, se encuentra una potente serie de carácter fundamentalmente turbidítico, con episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.
- El **Dominio del Valle del Cibao**, que abarca un conjunto de materiales de cobertera limitado al sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior a Plioceno Superior, podría superar los 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional, que constituye el límite norte del dominio. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja, que incluye, en la parte alta del Plioceno, la formación de subcuencas dispuestas de forma escalonada, en las que se acumularon grandes espesores de sedimentos. A estos materiales, hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el valle del Yaque.

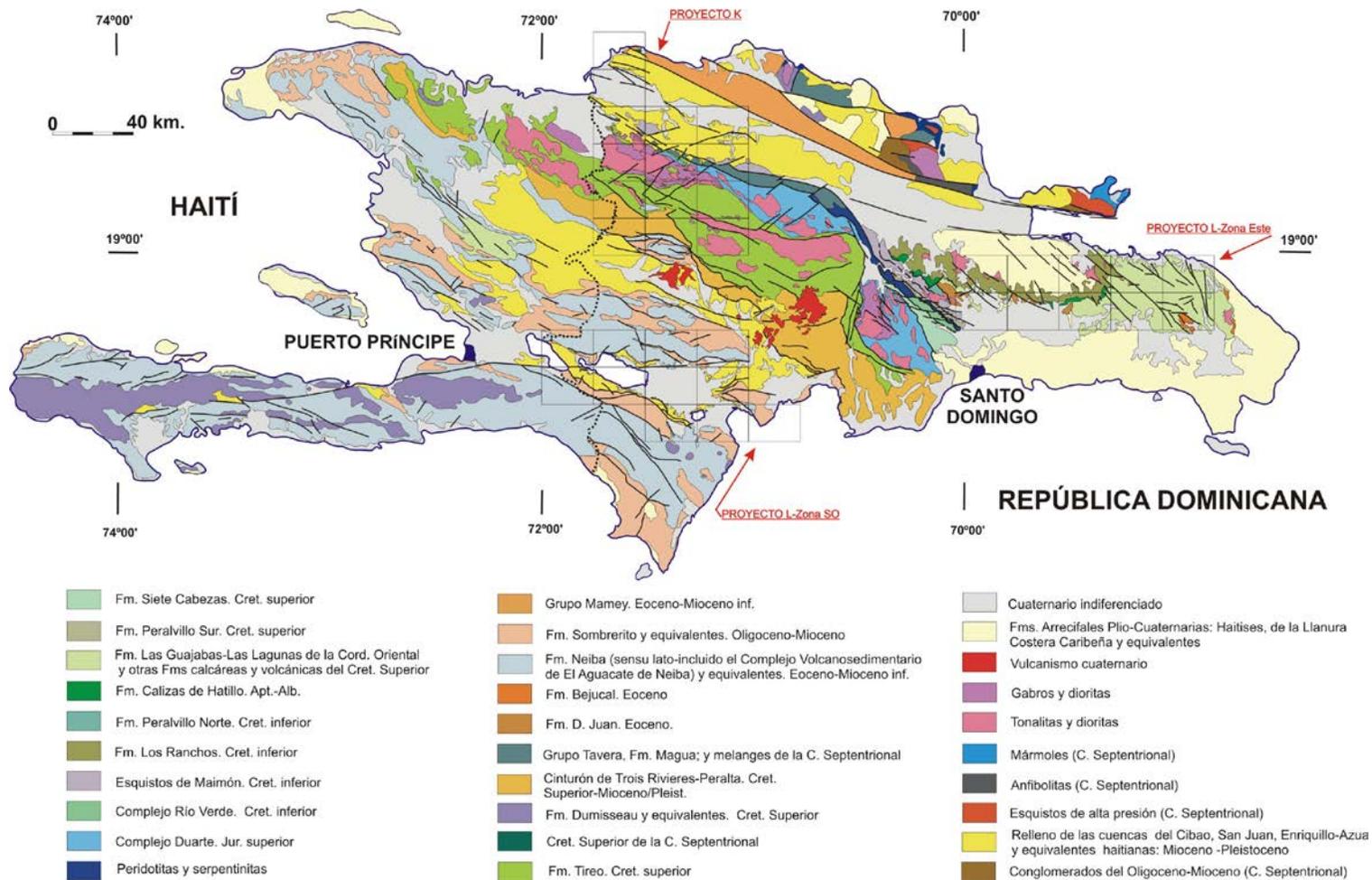


Fig. 3 - Esquema geológico de La Española con la ubicación del Proyecto K de cartografía (actualizado con las cartografías de los Proyectos C, L y K del Programa SYSMIN)

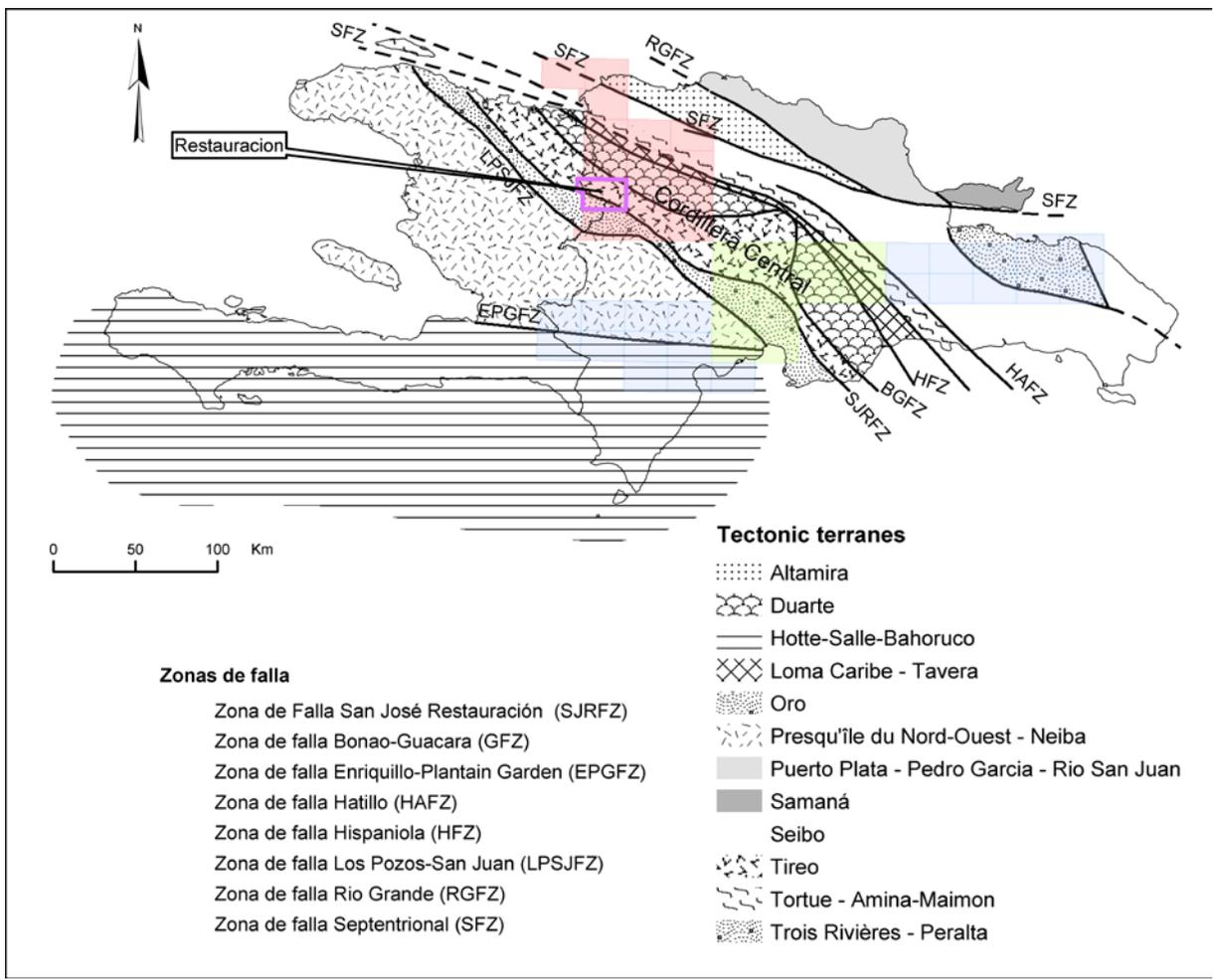


Fig. 4 - Terrenos tectónicos y zonas de fallas mayores en la isla de la Española

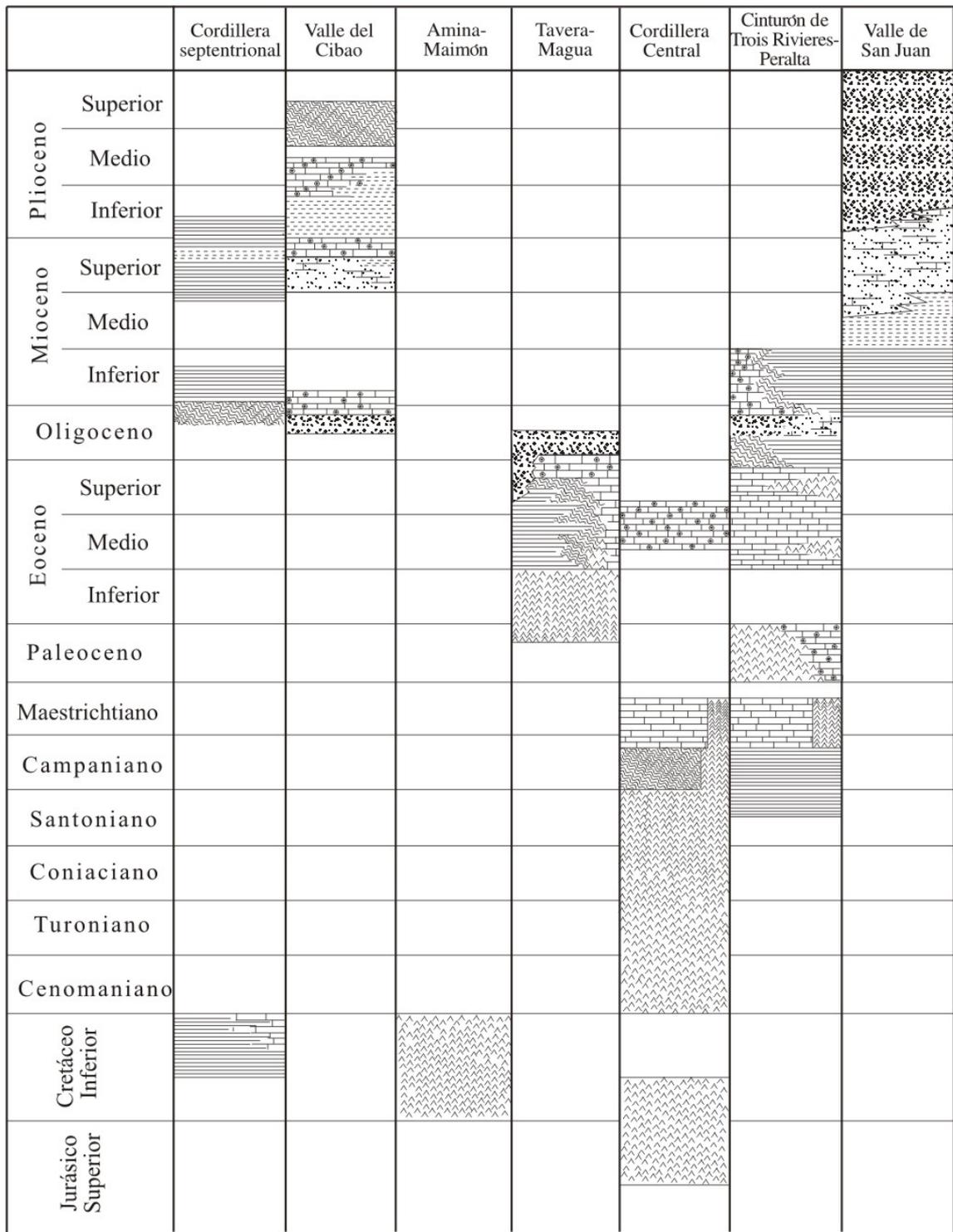


Fig. 5 - Cuadro estratigráfico sintético de los distintos dominios del Proyecto K.

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

- El **Dominio de Magua-Tavera** tiene su área prácticamente limitada a la Zona de Falla de La Española, y está constituido por una serie compleja, al menos en parte sintectónica, y con gran espesor, aunque de difícil evaluación. La serie incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, turbiditas, calizas de plataforma y conglomerados fluviales con un rango de edades comprendido entre el Paleoceno y el Eoceno superior.

- El **Dominio de la Cordillera Central** se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al sur por la Falla de San José-Restauración. Presenta un zócalo relativo constituido por materiales volcánicos y subvolcánicos de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que llevan una intensa deformación polifásica. Durante el Cretácico Superior se depositó sobre este zócalo una potente serie vulcanosedimentaria a la que siguen depósitos de talud y calizas pelágicas hasta durante el Cretácico Superior, y, al final, calizas de plataforma de edad eocena. Todos estos materiales están afectados por deformaciones de carácter transpresivo de intensidad variable según las zonas y, además, se encuentran afectados por numerosas intrusiones, principalmente de carácter ácido, y por metamorfismos de diversos grados y tipos.

- El **Dominio de Trois Rivières-Peralta** está limitado al sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie del Cretácico Superior, recubierta en discordancia por calizas arrecifales del Eoceno. Los materiales y facies representados son muy diversos, con predominio de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyen también materiales vulcanosedimentarios, calizas pelágicas y de plataforma, e importantes depósitos sintectónicos.

- El **Dominio de la Cuenca de San Juan** ocupa la esquina suroeste del área del Proyecto K. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Mioceno Inferior al Plio-Pleistoceno. Constituyen en conjunto una serie de relleno de cuenca, pasándose de facies turbidíticas gradualmente hasta depósitos fluviales.

Además de estos materiales cabe señalar la presencia de una gran diversidad de materiales cuaternarios que llegan a ocupar la mayor parte de la superficie de algunos mapas.

La Hoja de Martín García abarca principalmente el dominio del Valle del Cibao. Dentro de la cobertera sedimentaria, en el sector suroeste, aparece el sustrato de la cuenca sedimentaria en forma de unas ventanas exponiendo el Dominio Ámina-Maimón constituido por depósitos vulcanosedimentarios del Cretácico Inferior, con una intensa deformación. En la zona meridional aparece otra ventanilla muy reducida del Dominio de Magua-Tavera, constituido por pizarras calcáreas. Este dominio está mucho más representado en la Hoja adyacente de Santiago Rodríguez.

1.4. Antecedentes

La abundancia, diversidad y buena conservación de los fósiles terciarios, principalmente moluscos, del Valle del Cibao llamaron la atención de los geólogos ya desde mediados del siglo XIX, dando lugar a una serie de publicaciones por autores anglosajones entre las que destacan las de Sowerby (1850), Moore (1850), Lonsdale (1853), Heneken (1853), Gabb (1873), Pilsbury y Johnson (1917) y Pilsbury (1922). Mención aparte entre estos pioneros de la geología dominicana merece la figura de la Doctora Carlota Joaquin Maury, quien condujo en 1916, durante la invasión estadounidense de la isla, una expedición en el transcurso de la cual fue recolectado un abundante material sobre la base del cual fueron descritas más de 400 especies de invertebrados. Esta expedición dio lugar a una serie de publicaciones (Maury, 1917b; 1917a; 1919; 1922; 1929; 1931) en las que además de situar por primera vez los yacimientos paleontológicos, se realiza un primer esbozo de la división estratigráfica de los materiales neógenos del Valle del Cibao. Durante los años 40 y 50 del siglo XX vieron la luz una serie de trabajos sobre la estratigrafía y paleontología del Valle del Cibao, generalmente con un carácter muy local, pero entre los cuales destaca el de Bermúdez (1949), primer trabajo micropaleontológico sobre los materiales neógenos de la isla y en el que se datan numerosos yacimientos y se revisa la estratigrafía de la zona. En la década de los 70 convergen en la región de Mao dos equipos estudiando la estratigrafía y las faunas del Neógeno; por una parte el grupo de la universidad de Tulane (USA) y por otra un equipo europeo con representantes de Francia, Inglaterra y Suiza. A finales de los 70, ambos grupos se fusionan y dan lugar a la formación de un equipo internacional que continua sus trabajos de forma coordinada en la actualidad y que ha dado lugar a un gran número de publicaciones, en su mayor parte de carácter puramente paleontológico, pero entre las que hay que destacar la de Saunders *et al* (Saunders *et al.*, 1986), en la que se revisa la estratigrafía del Neógeno y se realizan los primeros estudios sedimentológicos, y la de Vokes (1989), en la que se realizan importantes precisiones sobre la estratigrafía y bioestratigrafía de la zona.

Autores Edad	Maury 1917b	Maury 1919	Cooke 1920 1921	Vaughan et al. 1921	Maury 1929 1931	Weil 1940	Bermudez 1949	Butterlin 1954	Ramirez 1956	Weil 1966	Van den Bold 1968	Van den Bold 1969	Van den Bold 1972	Bowin 1975	Seiglie 1978	Dorreen 1979	Vokes 1979	Present paper	
Pleistoceno																			
Plioceno												Mao	Mao						Superior
												Gurabo	Gurabo					?	Medio
Mioceno	Superior																		Inferior
	Medio	Scansia laevigata	Gurabo	Arcilla Valverde Caliza Mao Adentro Gurabo	Arcilla Mao Caliza Mao Adentro Gurabo	Gurabo	Arcilla Mao Caliza Mao Adentro Gurabo	Gurabo	Gurabo	Mao	Gurabo	Mao	Gurabo	Gurabo	Gurabo	Gurabo	Gurabo	Gurabo	?
	Inferior	Aphera islaicolonis	Aphera islaicolonis	Cercado Baltoa Bulla	Cercado Baltoa Bulla	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	?
Oligoceno			Cevicos caliza	Cevicos caliza		Cevicos cal		Trinchera Sombrito		Villa Trina						Tavera	Baltoa	Baltoa	?
			Tavera	Tavera		Tavera	Tavera	Tavera		Tavera			Tavera	Tavera		Tavera	Tavera	Tavera	

Tabla 2 - Comparación de las sucesivas divisiones estratigráficas del Neógeno del Valle del Cibao Saunders y al (1986)

Una de las principales dificultades con que se encontraron los autores precedentes a la hora de definir unidades litoestratigráficas fue la falta de cartografías geológicas con el detalle suficiente, que permitieran visualizar la extensión lateral de las unidades propuestas y comprobar su validez. El primer mapa geológico abarcando la Hoja de Mao parece ser el realizado en 1943 por la compañía petrolera Dominican Seabord Oil Company, que permanece inédito y no ha sido posible utilizar en el presente trabajo. Eberle y Mollat (1991) publican un mapa de síntesis a escala 1: 250.000 en el que los materiales del Neógeno del Cibao se presentan agrupados en cuatro unidades; conglomerados tipo Bulla, a los que se atribuye una edad Mioceno Medio-Superior, formaciones Cercado y Gurabo, indiferenciadas y a las que se atribuye una edad Mioceno Medio-Plioceno, una unidad carbonatada que agrupa los afloramientos de las Calizas de Ahuyamas y la formación Mao-Adentro, y una unidad conglomerática, que equivaldría a la Fm. Mao, y a la que se atribuye una edad Plioceno terminal-Pleistoceno. Draper y Lewis (1991a) publican un mapa a escala aproximada 1:150.000 en el que diferencian las formaciones Cercado y Gurabo, introduciendo además el nuevo término de Calizas de Ayuhamas.

Por lo que se refiere a estudios de carácter tectónico, los únicos son los de Edgar (1991) y el de Erikson et al.(1998), ambos con un carácter muy general y sin referencia a datos estructurales de campo.

El primer trabajo importante, sobre rocas ígneas y metamórficas de los dominios Central, Ámina-Maimón y Magua-Tavera, es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, Geología de la Parte Central de la República Dominicana, no publicada hasta 1966 con el subtítulo de “La historia de parte de un arco de isla”. En ella define las formaciones Duarte,

Maimón y Tireo dentro del Cinturón Intermedio (Median Belt), además de otras como Peralvillo y Siete Cabezas que no entran en este Proyecto. Posteriormente Palmer realiza su tesis en 1963, también de la Universidad de Princeton, Geología del Área de Monción-Jarabacoa, publicada en Nagle *et al.*, 1979. Palmer define las formaciones de Ámina y Magua. A la Fm. Ámina la correlaciona con la Fm. Maimón, definida previamente por Bowin. Considera que Ámina estaría debajo de Duarte, por las relaciones estructurales y el metamorfismo, aunque el contacto entre ambas formaciones es siempre por falla, a la que reconoce que puede suponer una traslación lateral muy importante y no ser válida la relación anterior. La Fm. Magua estaría formada por una secuencia dominante de conglomerados con brechas basálticas, calizas, areniscas y un miembro local de lavas basálticas (Basaltos de Rodeo). En cuanto a la edad de esta formación se inclina por Paleoceno a Eoceno Superior, por la presencia de rudistas.

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

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

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Cretácico Inferior

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

2.1.1.1. Generalidades de la Fm. Ámina-Maimón

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

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

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

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

En las rocas menos deformadas de ambas unidades se han reconocido niveles de lavas coherentes y abundantes depósitos volcánicos fragmentarios (metavulcanitas), incluyendo pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos, tramos epiclásticos de grauvacas (metagrauvacas), pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos (metabrechas y metaconglomerados) y, ocasionalmente, calizas recristalizadas y mármoles (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987; Draper & Lewis, 1991b; Kesler *et al.*, 1991).

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

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

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

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

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

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

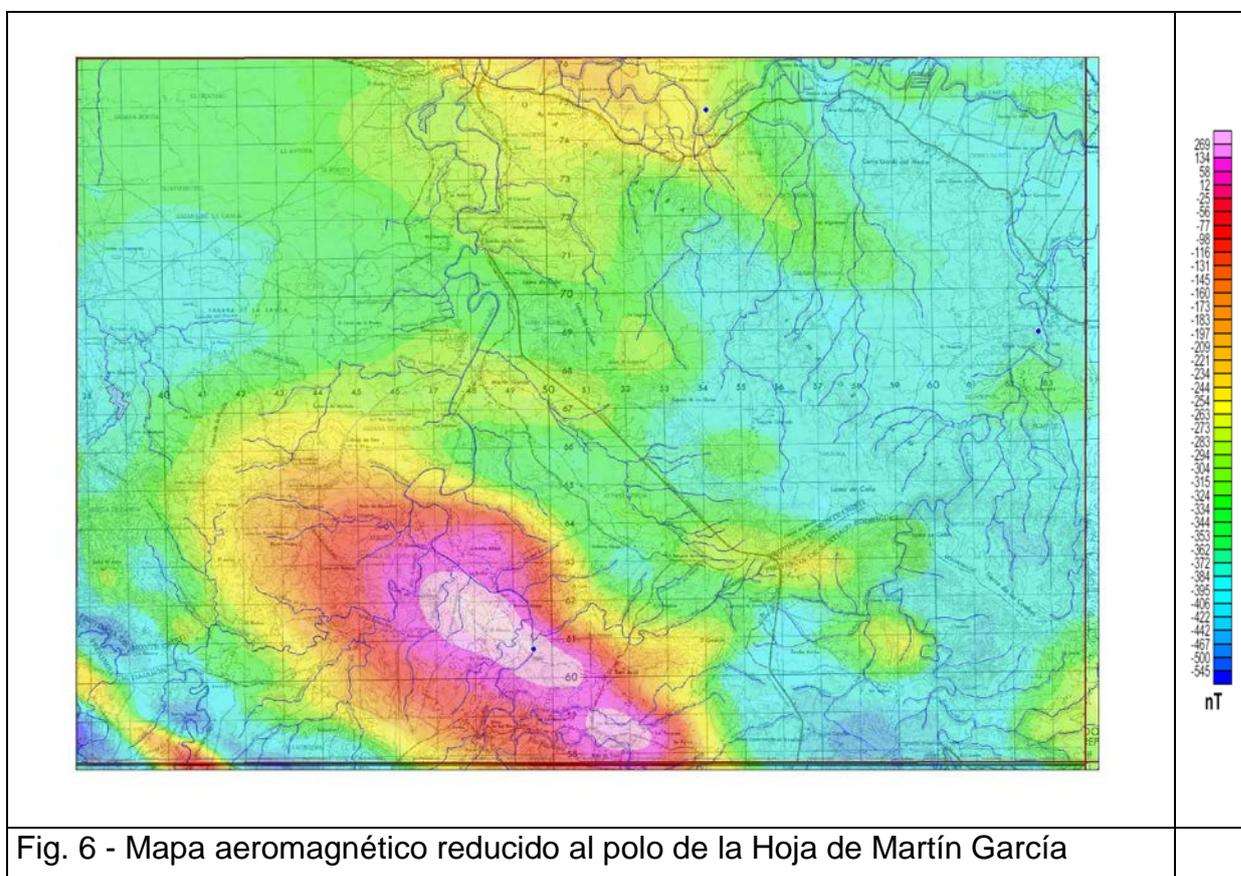
2.1.1.2. La Fm. Ámina-Maimón en la Hoja Martín García

La Fm. Ámina-Maimón aflora en la esquina suroeste de la Hoja de Martín García, en una banda de 6 km de ancho, paralela a la dirección NO-SE de la Zona de Falla de la Española que la limita al sur. Este gran sistema de desgarre senestral a escala regional y las fracturas de tipo Riedel correspondientes, de dirección NE-SO, han originado bloques romboidales

plurihectométricos a plurikilométricos de esquistos Ámina-Maimón aflorando en ventanas en medio de la cobertera del Tercio-Cuaternario.

La firma magnética de los afloramientos de esquistos Ámina-Maimón no es suficiente para poder detectar la parte ocultada por la cobertera (Fig. 6). La fuerte anomalía magnética positiva NO-SE del SO de la Hoja, situada bajo la cobertera, a una profundidad estimada a 1 o 2 km, podría corresponder a un macizo básico, o incluso a un cuerpo de sulfuros masivos, desconectado de los afloramientos conocidos de la Fm. Amina Maimón.

La Falla Española en la esquina SO de la Hoja, presenta, en su borde norte, una firma magnética nítida, permitiendo seguir su traza y el posible límite sur de la banda de esquistos Ámina-Maimón en contacto con la Fm. Magua, bajo las formaciones del Tercio-Cuaternario.



Los principales afloramientos de los esquistos Ámina-Maimón de la Hoja Martín García corresponden a los relieves (100 a 200 m) de las fuentes de los tributarios izquierdos del río Aminilla, constituidos por los Cerros de Guayubito y Baboso y las Lomas de Caños, Pozo Negro, El Anón y Los Pinitos, al norte de la carretera San José-Aminilla-El Llano.

Al límite sur de la Hoja, los dos pequeños afloramientos de Cerro Chino y Sebastian-Jaiboncito, están aislados de la zona principal por la cobertera Tercio-Cuaternalio.

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

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

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

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

2.1.1.2.1. Fm. Ámina-Maimón (1) Filitas y Esquistos verdes. Cretácico Inferior (K₁)

La Filitas y Esquistos verdes afloran al borde oeste de la Hoja Martín García, con un desarrollo más importante en la Hoja adyacente de Dajabón.

Las características principales son el color verde intenso o satinado, el grano fino y una muy penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) de características miloníticas. Se observan frecuentemente pliegues intrafoliares, venas de cuarzo de segregación sin-Sp y un bandeado composicional de espesor milimétrico (Foto 1 y Foto 2).



Foto 1: Esquistos verdes, con intensa deformación dúctil; hidrotermalismo fuerte (cuarzo, epidota, clorita verde oscuro) (14MJ9179: Lat: 19,55873 ; Long: -71,49300)



Foto 2: Esquistos verdes tobáceos, de composición dacítica con pequeños niveles de cuarzo plegados; eje del pliegue: N20°E-5°SO; plano axial del pliegue: N25°E-65°SE (14MJ9069: Lat: 19,53463; Long: -71,43623)

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

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

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

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

A la mesoescala, se trata de rocas esquistosas de tonos claros, grano fino a muy fino y que han desarrollado una muy penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) no-coaxial (Foto 3 y Foto 4). En budines sin-Sp y dominios rodeados por la Sp, se ha observado localmente que la esquistosidad principal (S2) crenula, micropliega y progresivamente traspone a una fábrica S1 anterior, aunque también puede tratarse de un intenso plegamiento intrafoliar D2.



Foto 3: Esquistos verdes ácidos, plegados. eje del pliegue: N10°E-55°SO; plano axial del pliegue: N10°E-80°E. (14MJ9008: Lat: 19,53812; Long: -71,49024)



Foto 4: Esquistos verdes cuarzo-albítico (milonita dúctil): eje del pliegue: N5°E-10°N; plano axial del pliegue: 0°-65°O. (14MJ9019: Lat: 19,55085 ; Long: -71,48528)

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

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

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

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

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

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

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

2.1.1.2.2. Fm. Ámina-Maimón (2) Meta-andesitas. Cretácico Inferior (K₁)

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

Estas rocas aparecen en dos bandas, de potencia hectométrica y extensión plurikilométrica, en los sectores de La Barrera y Pozo Negro de la Hoja de Martín García (MJ9122) y se siguen cartográficamente en la Hoja vecina de Dajabón.

Un suelo de color rojo característico de la meteorización de las rocas básicas subraya estos afloramientos.

En la parte central de estos pequeños masivos, menos deformados que los bordes esquistosados, se han podido conservar las estructuras porfídicas con anfíboles prácticamente no orientadas.

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

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

La meteorización subraya un bandeo centimétrico, claro y verde.

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

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

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

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

2.1.1.2.3. Fm. Ámina-Maimón (3) Metalavas (riolitas, riodacitas, dacitas) y piroclastitas asociadas. Cretácico Inferior (K₁)

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



Foto 5: Meta-riolita (milonitizada); (14MJ9037: Lat: 19,5486; Long: -71,44543)

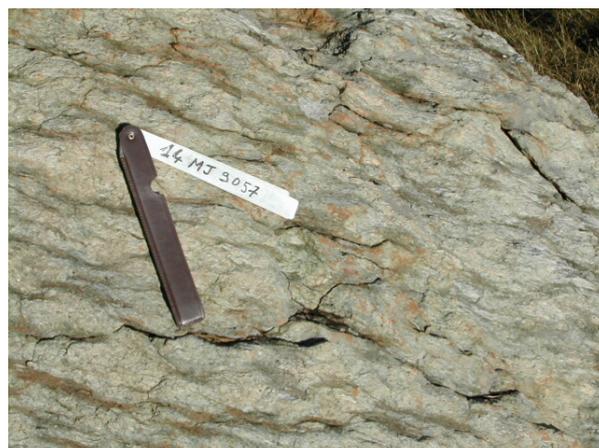


Foto 6: Meta-dacita gris-verde con fenocristales de cuarzo y feldespato; foliación subrayada por la clorita. (14MJ9057: Lat: 19,55182; Long: -71,44789)

Es la facies más abundante en esta Hoja. A pesar de la deformación, el carácter lávico ácido se reconoce bien.

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

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

A la mesoescala, las lavas, cuarzo-feldespáticas porfídicas de grano medio, tonos claros ocre y amarillento, presentan una penetrativa fábrica plano-linear Sp-Lp de características miloníticas (Foto 5 y Foto 6).

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

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

Al microscopio, las texturas son porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica y granolepidoblástica. En ellas se reconocen dos elementos texturales: porfiroclastos de fenocristales ígneos preservados y, menos frecuentes, fragmentos de rocas, y matriz de

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

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

2.1.1.2.4. Fm. Ámina-Maimón (4) Metavulcanitas, piroclastitas y epiclastitas cloritizadas, dacíticas a andesíticas. Cretácico Inferior (K₁)

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

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

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

Al microscopio, las texturas son granonematoblásticas y granolepidoblásticas algo microbandeadas, blastomiloníticas. (Lamina 14MJ9068).

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

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

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

2.2. Paleoceno - Eoceno Superior

2.2.1. Fm. Magua (Dominio Magua-Tavera):

2.2.1.1. Generalidades

La Fm. Magua definida por Palmer (Palmer, 1963), se extiende a lo largo de toda la zona del Proyecto K, dentro de la Zona de Falla de la Española, con anchura comprendida entre 1 y 2 km. Se trata de una cuenca que parece estar muy ligada a la actuación de la Zona de Falla de La Española, debido a que sus depósitos se encuentran limitados a la Zona de Falla de La Española en toda la región y a la distribución y tipos de sedimentos o rellenos. Está constituida predominantemente por una potente secuencia de conglomerados, con intercalaciones de areniscas, calizas, lutitas y flujos y brechas volcánicas basálticas (Miembro el Rodeo). La Fm. Magua no está metamorfizada y se dispone discordante angularmente sobre el C. Duarte y la Fm. Tireo, metamorfizados en condiciones variables de la facies esquistos verdes a anfibolitas. Las relaciones de discordancia se infieren también indirectamente, ya que los conglomerados de la Fm. Magua incluyen cantos de tonalitas con hornblenda idénticos en textura y composición a los macizos que intruyen al C. Duarte y a la Fm. Tireo. Además, como se muestra en un apartado posterior, la composición de las rocas es exclusivamente basáltica y de geoquímica muy diferente a la de la Fm. Tireo. El contenido fósil de las intercalaciones de calizas dentro de la Fm. Magua han proporcionado edades Paleoceno Superior – Eoceno Superior, considerando que las rudistas encontradas en las brechas conglomeráticas son aloctonas en esta formación.

Las rocas volcánicas de la Fm. Magua están bien representadas en las Hojas de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón. Se trata de basaltos en facies coherentes de lavas y de autobrechas, aunque también pueden aparecer formando diques y pequeñas intrusiones someras. Las lavas son afíricas, masivas o vesiculares, formando niveles masivos o con poco abundantes estructuras de flujo. La presencia de vesicularidad en estas rocas asociadas con calizas marinas y ausencia de lavas almohadilladas, sugiere unas condiciones de emplazamiento en un medio subacuoso somero. Las brechas y algunos

tramos de lavas están afectados por una alteración espilitica. En la Hoja de Monción se han observado intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas. Los basaltos de la Fm. Magua debieron intruir a favor de un sistema de fallas subverticales, en relación a las cuales también se emplazaron un conjunto de diques de leucogranitos de dirección ONO-ESE. Junto al resto de las litologías de la formación, estos granitoides están cizallados heterogéneamente y fracturados en relación al movimiento de la Zona de Falla de La Española.

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

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

Las brechas basálticas están compuestas por fragmentos milimétricos y centimétricos de basaltos de color verde-marrón oscuro, afaníticos y variablemente vesiculares, en todo comparables a los flujos lávicos previamente descritos. La matriz de la brecha es rica en epidota, clorita, albita y sericita. En general, las brechas aparecen alteradas/ y atravesadas por una red de venas de epidota. La alteración hidrotermal consiste en una espilitización de intensidad de moderada a intensa, que origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos, la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas, y la opaquización de la mesostasia. La alteración lleva asociada la formación de venas con unos vistosos rellenos de epidota y calcita drúsicos. Sin embargo, algunas brechas basálticas corresponden a depósitos sin-eruptivos

resedimentados: “*mass-flow*” o, incluso, depósitos sedimentarios volcanogénicos de masas o tractivos, ya que parte de los fragmentos son bioclásticos y los volcánicos incluyen tipos de diferente composición, textura y grado de alteración.

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

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

A favor de fracturas intruyen diques de rocas subintrusivas de composición dacítica-tonalítica o de leucogranito de dos micas, con cordierita en ocasiones y variablemente foliados, milonitizados y cataclastizados. Estas rocas son de composición granítica y texturas ígneas holocristalinas, faneríticas, granudas e inequigranulares, tendentes a microporfídicas. Composicionalmente, se trata de granitos con cordierita peraluminicos, formados por anatexia de materiales adecuados en zonas profundas de la Zona de Falla de La Española. Que se trate de composiciones próximas al eutéctico granítico está apoyado por la presencia, en estos granitoides, de texturas con inclusiones mutuas entre el cuarzo y los feldespatos, inclusiones de gotas de cuarzo en la plagioclasa albítica, intercrecimientos

micrográficos y mirmequíticos y la formación de moscovita a expensas del feldespato-K. Mineralógicamente están formados por cuarzo, plagioclasa y microclina, con biotita, moscovita, cordierita, apatito, esfena y opacos como accesorios. Hay rellenos de grietas y microfracturas y reemplazamientos tardíos de carbonatos. La deformación que afecta a estas rocas es dúctil-frágil y frágil; da lugar a la formación de rocas miloníticas cuarzo-feldespáticas y filoníticas primero, y cataclasitas más o menos foliadas y harinas de falla después, sugiriendo un progresivo descenso de la temperatura de la deformación con el tiempo.

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

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

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

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

2.2.1.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García

2.2.1.2.1. Fm. Magua (5) Calizas, lutitas y areniscas calcáreas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)

La unidad de calizas, lutitas y areniscas calcáreas es la única representada en la Hoja, cubriendo sólo 7 hectáreas en el borde sur de la Hoja, 200 m al sur de la Estacadora. Corresponde a la prolongación topográfica de unos afloramientos de la Hoja de Santiago Rodríguez donde se observaron areniscas y grauvacas con elementos detríticos milimétricos a centimétricos, redondeados a subredondeados. Estas areniscas son localmente microconglomeráticas con cemento calcáreo, en alternancias con niveles de calizas, localmente recristalizadas, de color gris, muy carbonatadas, con niveles decimétricos lumaquéllicos.

El contacto de esta formación con la Fm. Cercado suprayacente de lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados no se ha observado y se supone discordante. Estas calizas, lutitas y areniscas aparecen en este sector por la acción del tramo septentrional de la Falla Española que las separa de los materiales de la Fm. Ámina-Maimón aflorando en el Cerro Sebastián, 1 km. al NNE.

2.3. Neógeno (Dominio del Cibao)

La cartografía realizada en el marco del proyecto K ha permitido redefinir las unidades litoestratigráficas del Neógeno del Valle del Cibao, modificando la concepción de unidades previamente establecidas y definiendo otras nuevas.

De más antigua a más moderna las unidades cartografiadas son:

- **Fm. Bulla**, incluyendo en su parte media la **Caliza de Monción**.
- **Fm. Cercado**, modificada para incluir a techo el miembro informal **Calizas de Ahuyamas**. Mientras el contacto entre los lectoestratotipos propuestos por Saunders et al (1986) se ha revelado como no trazable cartográficamente, el techo de la formación así redefinido sí lo es, pudiendo incluso prolongarse al oeste del límite de afloramiento de las calizas de Ahuyamas, donde se manifiesta con un neto cambio en el color de alteración de los materiales de la Fm. Cercado (anaranjado) al de los de la Fm. Gurabo, blanquecinos. Vokes (1989) ha señalado la existencia de un profundo cambio faunístico coincidente con este límite en la sección del río Gurabo. Se ha distinguido, además, dentro de la formación un miembro informal inferior, predominantemente detrítico y otro superior (o medio) de carácter más margoso.

- **Fm. Gurabo**, redefinida en su base como se ha indicado anteriormente e incluyendo a techo, en el área de las caobas, los miembros Areniscas de Las Caobas y Margas de Las Caobas. Las Areniscas de las Caobas habían sido consideradas por Saunders et al. (1986) como la base de la Fm. Mao, pero con la redefinición de esta formación parece más conveniente integrarlas dentro de la Fm. Gurabo. La denominada Arcilla de Mao, anteriormente considerada como un Miembro de la Fm. Mao, se ha revelado como una facies particular de la Fm. Gurabo, no diferenciable cartográficamente, y por tanto, sin validez como unidad litoestratigráfica.
- **Fm. Mao Adentro**, por elevación de rango del Miembro Calizas de Mao Adentro, consideradas como una unidad distinta de la Fm. Mao, con la que no presentan relación estratigráfica observable. En el futuro debería ser definido formalmente el lectoestratotipo de la formación, probablemente en el corte del río Cana, donde se presentan sus mejores afloramientos, aunque, por el momento, no puede descartarse la localización de mejores afloramientos al este del área del proyecto K, donde parecen existir otros afloramientos de esta unidad.
- **Fm. Mao**, restringida al anteriormente considerado miembro superior de dicha formación. En el futuro sería necesario definir un estratotipo, posiblemente fuera del área del proyecto K, ya que aquí los mejores afloramientos, en el cauce del río Gurabo, son muy incompletos.

2.3.1. Fm. Cercado - Mioceno Superior

2.3.1.1. Generalidades

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

El miembro detrítico inferior se desarrolla preferentemente al oeste del río Cana y desaparece al este del río Gurabo. Su potencia puede alcanzar 300m. La serie esta constituida fundamentalmente por lutitas, siltitas y arenas localmente conglomeráticas. Los niveles de conglomerados presentan bases erosivas y amalgamaciones y las areniscas presentan estratificación cruzada y laminaciones cruzadas y “hummocky” de media escala así como niveles de cantos residuales. En la parte alta de la serie se encuentran areniscas

de estratificación sigmoidal con bases canalizadas y limolitas edafizadas,. El medio de depósito de la serie se correspondería con una llanura deltáica compleja, evolucionando de proximal a distal de muro a techo y de oeste a este. La relativamente rápida desaparición del miembro, por cambio lateral a facies más profundas al este del río Cana, se puede relacionar con la presencia de un escalón estructural a favor de una falla normal sinsedimentaria afectando a los materiales del zócalo (Accidente de Cana-Gurabo). Este accidente, con una traza norte sur o tal vez Noroeste- sureste) como se verá más adelante va a representar un factor de control fundamental en la estructuración de la cuenca.

El miembro medio presenta como litología alternancias de conglomerados, areniscas calcáreas, margas, lumaquelas y niveles de lignitos y con troncos. La potencia máxima se estima a 100 m. El accidente de Cana-Gurabo continua controlando la sedimentación con presencia de facies más someras y menos potentes al oeste de dicho accidente. En las Hojas de Martín García y Dajabón las facies corresponden a medios marinos someros e incluso transicionales, de "lagoon" y marismas, mientras que en la Hoja de Monción los ambientes transicionales se limitan a los metros basales de la serie pasándose hacia techo a ambientes de plataforma somera y de plataforma profunda con depósito de margas de cuenca de tonos verdosos y con abundante contenido de foraminíferos planctónicos. Hacia el techo de la serie se produce una nueva somerización con ambientes de plataforma media representados por margas con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas de origen tempestítico. La tectónica sinsedimentaria se manifiesta en la Hoja de Martín García con la presencia de diques clásticos y alguna pequeña falla extensional sinsedimentaria y en la sección del río Gurabo con la presencia de niveles de sismoevento al techo del miembro ya notados por Saunders et al (1986).

El miembro Superior, calizas de Ahuyamas, con una potencia máxima del orden de los 120 m está constituido fundamentalmente por calizas arenosas intensamente bioturbadas y calizas nodulosas, presentando en su parte media una intercalación de carácter más margoso. Los tramos basales son ricos en corales, a veces en posición de vida y muestran geometrías progradantes en "onlap" sobre las margas del miembro medio. En el afloramiento del río Mao sur la base de la unidad está constituida por un montículo de esponjas cubierto en "onlap" por calizas nodulosas. En el corte del río Gurabo la serie está constituida fundamentalmente por calcarenitas con bioturbación intensa y estratificación cruzada a gran escala en parte difuminada por la bioturbación pudiendo interpretarse en este punto como barras de foreshore-shoreface. Al oeste del río Gurabo la potencia de la unidad decrece rápidamente llegando a desaparecer a la altura del río Cana bajo la paraconformidad basal de la Fm. Gurabo, visible en el corte del arroyo de los Guanos,

donde esta representada por una superficie de “hard ground” con fuerte bioturbación y sobre la que se desarrolla un depósito decimétrico de “lag” transgresivo con paraconglomerados de matriz carbonatada y bioturbación intensa.

2.3.1.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García

En el seno de la Fm. Cercado se distinguen tres unidades litológicas que se destacan en el modelado geomorfológico de la Hoja.

De la base hacia el techo se suceden:

- Las lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados,
- Las margas con intercalaciones de limolitas, areniscas bioturbadas, lignitos y conglomerados con troncos fósiles,
- Las calizas coralinas de Ayuhamas de extensión muy reducida, en el ángulo sureste de la Hoja.

El Conglomerado de la Fm. Bulla, no aparece en esta Hoja, por debajo de la Fm. Cercado; su extensión geográfica se limita al piedemonte de la Cordillera Central.

La erosión de la Fm. Ámina-Maimón, al Mioceno Inferior, y los productos de desmantelamiento, forman unos depósitos muy restringidos, limitados a los alrededores de las ventanas de afloramiento de los esquistos Ámina-Maimón. Estos nivelillos de areniscas y brechas conglomeráticas con cuarzos angulosos pueden considerarse como la base de la Fm. Cercado, alrededor de estas ventanas de la Fm. Ámina-Maimón.

2.3.1.2.1. Fm. Cercado (6) Lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados. Mioceno Superior (N_1^3)

Esta unidad detrítica aflora en la parte SO de la Hoja, formando una llanura en la parte baja de este sector (Foto 7). El color dominante es gris amarillento y naranja amarillento en las capas meteorizadas.

Está constituida (Foto 9 y Foto 10) por alternancias métricas a decamétricas de:

- Siltitas, limolitas y lutitas, naranjas ocre a gris verdoso, en paquetes masivos con poca clasificación y de estratificación muy discreta. Se notan unos niveles carbonatados y de yeso, asociados con arcillas abigarradas;
- areniscas gruesas a finas, poco consolidadas, con estratificación cruzada y oblicua, localmente con diques clásticos en el sector de Los Indios en la parte oriental de la Hoja,
- conglomerados poco clasificados, heterométricos, polimícticos con cantos redondeados, centimétricos a decimétricos, de metavolcanitas, intrusivos dioríticos y gabroicos, localmente parecidos a los conglomerados Bulla;

Una característica de la llanura desarrollada por encima de esta unidad es la red hidrográfica muy espaciada, traduciendo una permeabilidad alta de estas facies.

En esta Hoja, el espesor puede estimarse a 90 m máxima, aunque el contacto con el conglomerado Bulla no se observa en la Hoja. Además, este espesor se reduce alrededor de la principal ventana de esquistos de la Fm. Ámina-Maimón, particularmente al norte de esta ventana, donde la unidad de margas biodetríticas suprayacentes está en contacto discordante con los esquistos.

La estratificación es poco marcada, generalmente horizontal, y a nivel de la Hoja el buzamiento general es de unos 2 grados hacia el NE. La transición con la unidad de margas suprayacentes se hace con aumento de la proporción de niveles calcáreos y está marcada localmente por niveles conglomeráticos con troncos fósiles carbonatados, perteneciendo ya a la unidad de margas.

Ocasionalmente, se encuentran pequeños niveles carbonatados o concentraciones de yeso de neoformación en capas centimétricas o en nódulos decimétricos, ubicados entre las areniscas y lutitas (Foto 8).

En el valle del río Guayubin la distinción entre los niveles conglomeráticos de las terrazas y los derrames residuales de los niveles conglomeráticos se hizo principalmente con criterios topográficos y morfológicos. Las terrazas tienen un relieve tabular horizontal con una meteorización rojiza y los niveles de conglomerados de la Fm. Cercado, alternando con areniscas y siltitas, dan un relieve suavemente ondulado, livianamente inclinado hacia el norte.

Por lo general, la composición y el grado de pulido de los cantos de los niveles conglomeráticos traducen una procedencia de la Cordillera Central: diorita y gabro del batolito de Loma Cabrera, metabasitas de la Fm. Tireo y del C. Duarte, con probablemente varias removilizaciones.

Al contrario, los cantos de los conglomerados observados al sur de la ventana de los esquistos de Ámina-Maimón, en el sector SO de la Hoja (sector de Baboso 14PU9202I; Lat.: 19,53221/ Long.: -71,42526), contienen el 60% de elementos angulosos, centimétricos a semidecimétricos, de cuarzo. Estos elementos provienen de la erosión de las vetillas de cuarzo, abundantes en los esquistos de la Fm. Ámina-Maimón, lo que traduce, en este

sector, un aporte muy próximo, en esta unidad, diferente de los conglomerados Bulla, que infrayacen a la Fm. Cercado a lo largo del piedemonte de la Cordillera Central.



Foto 7: Llanura al sur de Baboso. Se nota la topografía plana, el color naranja de las arcillas y siltitas en el camino y en el último plano, los Cerros constituidos por los esquistos de la Fm. Ámina-Maimón- (14PU9204: Lat.: 19,51949; Long.: -71,42017)



Foto 8: Niveles cm de yeso localmente recrystalizado y nódulos marrón a negro de carbonatos y sulfatos – (14PU9074: Lat.: 19,53087; Long.: -71,36360)

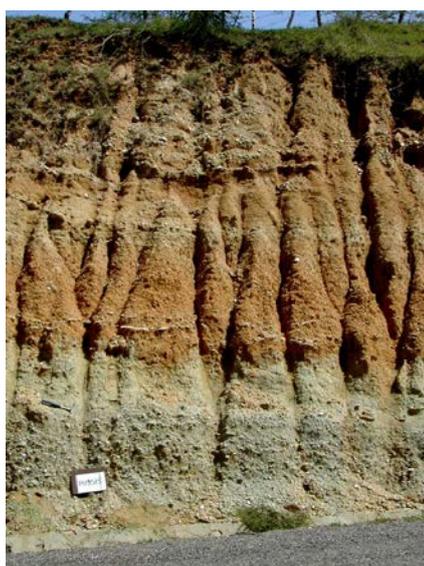


Foto 9: Puente Rincón sobre el río Guayubin
Parte superior: 3 secuencias de 3 m de siltitas a lutitas, ocre -conglomerado clasificado, 2m (clastos: cuarzo anguloso naranja, poco induradas, con unos niveles dm de lutitas gris blanco (60%); dioritas (20%); metabasitas (20%), verde, con areniscas a la base de cada secuencia - areniscas finas y siltitas verdes ocre (1m)
Parte inferior: Nivel > 2m de conglomerado gris, no - areniscas de grano medio, con minerales negros consolidado, con elementos cm a dm, no clasificados S0
(14PU9025: Lat.: 19,52505; Long.: -71,38545)



Foto 10: Río Baboso: de muro a techo :
intercruzadas
(14PU9202: Lat.: 19,53221; Long.: -71,42526)

2.3.1.2.2. Fm. Cercado (7) Margas con intercalaciones de limolitas, areniscas biodetríticas, lignitos y conglomerados con troncos fósiles. Mioceno Superior (N₁³)

Esta unidad detrítica carbonatada atraviesa, según una diagonal SE-NO, la parte sur y central de la Hoja. Está más representada en la parte SE y sólo aflora en ventanas de extensión kilométrica en la parte NO de la Hoja.

Se distingue de las lutitas y siltitas infrayacientes por su carácter carbonatado, marcado o discreto, y su topografía particular, en pequeñas mesetas estructuradas por los niveles de calizas arcillosas (14PU9063I Lat.: 19,52387/ Long.: -71,34393,). Las mejores exposiciones se ubican en el río Caña y sus tributarios, en el sector de los Amaceyes, en la esquina NO de la Hoja (14PU9330I Lat.: 19,52387/ Long.: -71,48509; Foto 12) y a lo largo de la carretera Santiago Rodríguez-Zamba (14PU9050I Lat.: 19,50772/ Long.: -71,32083).

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

Se trata de una sucesión de secuencias decamétricas regresivas, con alternancias métricas a plurimétricas de niveles más o menos carbonatados, bioclásticos, conglomeráticos, arenosos siltíticos y lutíticos, de color beige amarillento a gris blanquecino, con calizas; estas calizas arcillosas, de color beige, forman niveles de nódulos o capas de potencia decimétrica a semimétrica. Una secuencia de este tipo aparece muy bien representada en el punto 14PU9050I (Lat.: 19,50772/ Long.: -71,32083).

Los conglomerados son gruesos y bien clasificados, con estratificación nítida. Los clastos son redondos y bien pulidos.

En la parte superior de esta unidad, y ubicados en la parte SE de la Hoja, se desarrollan secuencias particulares con alternancias de niveles muy biodetríticos (lumaquelas), lignitos, y conglomerados de matriz carbonatada.

Cabe señalar la presencia de niveles lumaquéllicos, con bivalvos pluricentimétricos de tipo Arca, muy espectaculares (Foto 15):

- (14PU9012; Lat.: 19,50639 / Long.: -71,28371)
- (14PU9144; Lat.: 19,50370 / Long.: -71,2642)
- (14PU9116; Lat.: 19,54971/ Long.: -71,35507)

Saunders sitúa el límite entre las formaciones Cercado y Gurabo a 40 m por encima de una sucesión de estos niveles lumaquéllicos. Este límite coincide con lo observado a nivel de los

cambios de facies, del cambio de color asociado y del cambio de fauna (aparición de los corales). Maury individualizó estos niveles con Arcas bajo el nombre de Fm. Caimito (Saunders *et al.*, 1986). Estos niveles bien representados en el sector SE de la Hoja aparecen puntualmente hasta el sector NO de la Hoja (Sector de los Amaceyes) y hasta la zona de Chacuey en la Hoja Dajabón y permiten correlacionar con esta unidad las exposiciones de este sector, generalmente de mala calidad,.

Los niveles de lignitos son generalmente de potencia decimétrica a métrica. Están constituidos por areniscas o siltitas muy ricas en materias orgánicas. Se limitan al sector SE de la Hoja, (14PU9471 Lat.: 19,50983/ Long.: -71,28107, Foto 14; 14PU9144: Lat.: 19,5037 / Long.: -71,2642) y aparecen también en el sector NE de la Hoja 59743-III Santiago Rodríguez.

Otra particularidad de esta unidad es la presencia abundante de tubos fósiles de bivalvos de la familia de los Clavagellidae d'Orbigny (1843), genero *Penicillus* localmente en posición de vida, fosilizados en niveles de areniscas y conglomerados (Foto 17 y Foto 18). Pueden alcanzar 40 cm de largo con un diámetro de sección de 1 a 3 centímetros. El medio de vida de estos organismos corresponde al margen litoral terrígeno, con variaciones frecuentes de salinidad. Estos tubos o clastos se encuentran en menor cantidad en las margas y calizas de la Fm. Gurabo suprayacente.

Al muro de esta unidad y marcando la transición con la unidad infrayacente de lutitas y siltitas, aparece localmente una facies de conglomerado polimíctico heterométrico, con pedazos de troncos fósiles carbonatados. Estos troncos son de sección decimétrica a pluridecimétrica y pueden alcanzar varios metros de largo (Foto 19 y Foto 20). Por falta de corte o secciones de buena calidad en este nivel estos troncos sólo se observan en bloques residuales diseminados en la superficie. Los principales lugares de observación son los siguientes:

	Latitud WGS84	Longitud WGS84
PU9024	19,52414	-71,38007
PU9077	19,53785	-71,3585
PU9153	19,50128	-71,34629
PU9154	19,50445	-71,34739
PU9156	19,52438	-71,37902

Esta facies también se observa en la Hoja vecina N° 59743-III de Santiago Rodríguez (Stein *et al.*, 2004). La presencia de troncos asociados con el conglomerado en varias exposiciones sugiere un evento catastrófico de tipo huracán con aportes continentales gruesos y masivos en un medio carbonatado.

El contacto con la unidad de las calizas de Ayuhamas en el sector SE de la Hoja es conforme. El contacto con las margas y calizas de la Fm. Gurabo suprayacente se marca por la abundancia de los niveles conglomeráticos, lumaquéllicos y de lignitos.



Foto 11: Vista hacia el SO del relieve en mesetas tabulares de Fm. Cercado: niveles de calizas arcillosas de la unidad detrítica carbonatada, suprayaciendo las areniscas y lutitas. Cordillera central al último plano – (14PU9063: Lat.: 19,52387; Long.: -71,34393)



Foto 12: alternancias de niveles métricos de lutitas ocreas naranjas, con nodulos calcáreos, y niveles dm de areniscas calcáreas biodetríticas, con ostréidos decimétricos y raros corales – (S0: N40°/5S) (14PU9330: Lat.: 19,5808; Long.: -71,48509)



Foto 13: Cantera de gravas: secuencia regresiva de conglomerados polymícticos con lentes carbonatadas / -areniscas (2 m) de grano medio, con alternancias cm de areniscas finas a gruesas / siltitas abigarradas de color blanco a morado – (14PU9054: Lat.: 19,50772; Long.: -71,32083)



Foto 14: Arroyo Cana: de muro a techo: siltitas negras, ricas en materia orgánica negra (unos niveles de lignitos continuos) y lentejones de areniscas con arcas -areniscas (5m) de grano medio y color naranja -lutitas y siltitas marrón S0:horizontal (14PU9471: Lat.: 19,50983; Long.: -71,28107)



Foto 15: Arcillas y siltitas calcáreas, con nivel de Arcas poco transportadas suprayaciendo 2 m de arcillas carbonatadas – (14PU9116C: Lat.: 19,54971; Long.: -71,35507)



Foto 16: Conglomerado con matriz biodetrítica arcillosa suprayacido por una lumaquela con macrofauna y gasteropodos dm – (14PU9149B: Lat.: 19,50603; Long.: -71,25748)



Foto 17: Calizas arcillosas biodetríticas, con tubos de Clavagellidae en posición vertical incluso en los niveles conglomeráticos con clastos redondeados decimétricos – (14PU9075C: Lat.: 19,53387; Long.: -71,36214)



Foto 18: Calizas con macro fauna: bivalvos decimétricos y tubos de Clavagellidae alcanzando 40 cm – (14PU9044: Lat.: 19,53131; Long.: -71,30458)



Foto 19: Tronco carbonatado - (14PU9077B: Lat.: 19,53785; Long.: -71,3585)



Foto 20: Tronco de 2 m de largo – (14PU9156: Lat.: 19,52438; Long.: -71,37902)

2.3.1.2.3. Fm. Cercado (8) Calizas coralinas de Ahuyamas. Mioceno Superior (N₁³)

Las Calizas coralinas de Ahuyamas afloran únicamente en la esquina SE de la Hoja, en los farallones de las riberas del Arroyo los Guanos (Foto 21) donde forman la parte somital de los afloramientos. Se acuñan hacia el oeste. El contacto con las calizas y margas de la Fm. Gurabo no se observó.

La potencia visible de esta capa horizontal es de 10 m.

Las calizas, de color amarillento a beige, son esencialmente biodetríticas, (biocalciruditas a biocalcarenitas finas), con clastos, centimétricos a pluridecimétricos, no clasificados, de corales dominantes. El porcentaje de matriz pelítica es variable y localmente muy bajo.

Los corales son de diferentes tipos: coloniales, individuales y en ramas con tubos de *clavagellidae*, localmente en posición de vida, o removilizados por bioturbaciones de tipo thalasinoides.



Foto 21: Arroyo los Guanos : calizas Ahuyamas suprayaciendo con contacto nítido, areniscas carbonatadas, niveles fosilíferos, margas y lentes conglomeráticas – (14PU9145: Lat.: 19,50388; Long.: -71,26288)

2.3.1.3. Interpretación sedimentológica y datación

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

La base de la Formación ha sido datada en la sección del río Gurabo, ya en la Hoja de Monción, como Mioceno Superior (NN11) por Saunders et al. (1986), manteniéndose en el Mioceno Superior el techo de la Formación. Las muestras tomadas en el curso del presente proyecto confirman dicha edad, sin aportar precisiones, habiéndose obtenido en las muestras tomadas en la Hoja vecina de Mao asociaciones de foraminíferos planctónicos

entre las cuales se destacan las especies *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. cf. conglobatus* y *Globigerina bulloides*.

2.3.2. Fm. Gurabo Mioceno Superior - Plioceno Inferior

2.3.2.1. Generalidades

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

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

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

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

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

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

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

2.3.2.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García

En la Hoja de Martín García se observan las cuatro unidades de la Fm. Gurabo. Las dos unidades inferiores, calizas coralinas y calizas arcillosas y margas, tienen unas características muy particulares, que las hacen resaltar en el entorno y facilitaron la

cartografía: el color blanco vivo, livianamente amarillento, es una de las características más llamativas (14PU92371) y la otra siendo el modelado del relieve en lomas onduladas de elevación decamétrica cubiertas de pasto.

Otra característica es la presencia de corales muy frecuente en posición de vida o en clastos muy abundantes.

Sin embargo, entre estas unidades, las dos litologías se imbrican y las variaciones de una a otra son variaciones de facies.

Las areniscas y las margas de las Caobas con una extensión limitada en la parte oriental de la Hoja no tienen características muy llamativas en torno a la geomorfología.

2.3.2.2.1. Fm. Gurabo (9) Calizas arcillosas biodetríticas y calcarenitas con alteración blanquecina. Mioceno Superior - Plioceno Inferior ($N_1^3-N_2^1$)

Afloran en toda la zona central de la Hoja desde el SE hasta el NO. Son lentes de potencia decamétricas a polimétricas de extensión polikilométricas. Forman afloramientos con estratificación poco marcada (Foto 23 y Foto 24) retrabajada por bioturbaciones.

Son calizas esencialmente biodetríticas con clastos cm a polidecimétricos de corales dominantes, de diferentes tipos: coloniales, individuales y en ramas, con tubos de *clavagellidae* localmente en posición de vida, de bivalvos y gasteropodos. (biocalciruditas a biocalcarenitas finas) (Foto 23, 25). Sistemáticamente están removilizados por bioturbaciones de tipo thalasinoides, las cuales son localmente espectaculares (Foto 26). Los clastos son heterométricos y sin clasificación. El porcentaje de matriz es variable y localmente muy bajo alcanzando 20%. La matriz es pelítica calcárea y la transición a las margas se hace por aumento del porcentaje de matriz y disminución de la fracción bioclástica.



Foto 22: Vista hacia el este de la superficie estructural del contacto calizas y margas de la Fm. Gurabo, con el color blanquecino debido a la meteorización. La loma de Zamba en el último plano – (14PU9237: Lat.: 19,56894; Long.: -71,38186)



Foto 23: Calizas arcillosas biodetríticas, horizontales, de color ocre y blanquecino por la meteorización. Fauna abundante: corales y bivalvos – (14PU9300: Lat.: 19,61887; Long.: -71,49416)



Foto 24: Calizas arcillosas biodetríticas, amarillentas, sin estratificación nítida; raros corales - (14PU9088: Lat.: 19,54869; Long.: -71,32628)



Foto 25: Niveles de calizas coralinas (corales coloniales) - (14PU9300C: Lat.: 19,61887; Long.: -71,49416)



Foto 26: Madrigueras de bioturbaciones por thalasinoides en un nivel m de calizas biodetríticas de color ocre, blanquecino-amarillento por la meteorización - (14PU9291: Lat.: 19,58587; Long.: -71,46518)



Foto 27: Afloramiento característico de las calizas coralinas - (14PU9224: Lat.: 19,61589; Long.: -71,41269)

2.3.2.2.2. Fm. Gurabo (10) Margas localmente fosilíferas con alteración blanquecina. Mioceno Superior - Plioceno Inferior ($N_1^3-N_2^1$)

La disminución de los bioclastos en tamaño y porcentaje en las calizas biodetríticas lleva a una litología de margas o siltitas calcáreas. Saunders las describe como siltitas calcáreas con frecuentes niveles de corales. Estas margas son de color gris claro con una meteorización de color blanco amarillento. Acumulaciones de bioclastos, como corales, gasteropodos, bivalvos, se observan a menudo en estas margas sin trazas visibles de bioturbaciones. En el río Caña la fauna descritas por Saunders identifica en estos horizontes: *Amphistegenina*, *Sphaerogypsina* *Planorbulina* y otras miliolides.

Las exposiciones de calidad se ubican en las laderas de los ríos, en particular en el río Caña (Foto 29 y Foto 30) y se observan unos niveles, decimétricos a bimétricos de calizas, intercalados en las margas que subrayan la estratificación, muy constante, horizontal o livianamente inclinada al NE (hasta 15°). Afuera de estas exposiciones, las margas

aparecen muy meteorizadas, de color blanquecino, lo que permite el mapeo de esta unidad en la vecindad de las lomas de calizas coralinas.

Al piso de esta formación, infrayaciendo las margas o las calizas, se desarrolla un nivel conglomerático ya observado por Saunders en El río Caña y donde él ubica la base de la Fm. Gurabo. Este conglomerado se ha observado en otras localidades, lo que permite extender cartográficamente este nivel erosional de la base de la Fm. Gurabo a, por lo menos, la parte SE de la Hoja.

- (14PU9017; lat:19,523/ Long.: -71,2867)
- (14PU9033; lat:19,52486/ Long.: -71,29415)
- (14PU9052; lat:19,53368/ Long.: -71,29526).

Este conglomerado polimíctico, de dos metros de potencia, está constituido por clastos, centimétricos a semidecimétricos, muy redondeados, de rocas metavolcánicas máficas en una matriz arenosa con color rojiza.

Este nivel erosiona las calizas y margas infrayacientes de la Fm. Cercado; pero no se ha visto erosionar a las calizas de Ayuhamas



Foto 28: Cañada de Zamba: calizas arcillosas biodetríticas ricas en macro fauna y pedazos de corales de tamaño superior a 30 cm – (14PU9048: Lat.: 19,54007; Long.: -71,30321)



Foto 29: Río Caña: Calizas coralinas suprayaciendo la calizas gris oscuro, arcillosas, biodetríticas, con nódulos y diferenciaciones carbonatados, niveles dm fosilíferos y lumaquelas – (14PU9615B: Lat.: 19,54306; Long.: -71,29824)



Foto 30: Río Caña: Calizas grises amarillentas arcillosas biodetríticas suprayaciendo las margas masivas gris verde, compactas, con clastos de corales tubulares y coloniales y gasteropodos – (14PU9618: Lat.: 19,54532; Long.: -71,29689)



Foto 31: de muro a techo: -Margas con meteorización de tipo "bad lands" - Calizas (1m) biodetríticas de color blanquecino por meteorización - (14PU9282B: Lat.: 19,59203; Long.: -71,4588)

2.3.2.2.3. Fm. Gurabo (11) Areniscas de Las Caobas. Plioceno Inferior (N₂¹)

Las mejores exposiciones se ubican en el corte de la Angostura. (Foto 34 y Foto 35) y al norte de la cañada de las Palmas en el borde oriental de la Hoja (Foto 32 y Foto 33) y en la parte norte de la zona entre los lugares El Pósito, la Antona y el Cayucal.

En la Angostura y las Palmas se observan alternancias decimétricas de areniscas calcáreas, de grano medio a fino, bien consolidadas y siltitas calcáreas y margas, de color verde a gris, con intercalaciones métricas de conglomerados muy inclinadas (S0 80/30N) y con figuras de slumps más marcadas en la Angostura.

En las Palmas se observan fósiles de hojas en los niveles de siltitas y unos clastos de bivalvos en los niveles conglomeráticos.

En la zona norte son areniscas poco consolidadas de grano medio a fino y lutitas calcáreas de color verde a gris.

Al techo, los contactos con las calizas de Mao Adentro, son muy nítidos y concordantes, tal como en el punto (14PU9634; Lat.: 19,56112/ Long.: -71,29184).

El contacto con las margas de las Caobas parece transicional, con aumento de la fracción arcillosa y desaparición de los niveles conglomeráticos.

Al muro, al contrario, el contacto con las margas de la Fm. Gurabo aparece erosivo y localmente discordante con niveles de areniscas y conglomerados con estratificaciones cruzadas (Foto 37).



Foto 32: areniscas calcáreas, de grano medio a fino, bien consolidadas, de color verde gris, en niveles de 0.2-0.3m separados por niveles de 5 cm de lutitas - Fósiles de hojas enteras en las areniscas S0: subhorizontal, ondulada - (14PU9481: Lat.: 19,52011; Long.: -71,25144)



Foto 33: Niveles pluridecimétricos conglomeráticos muy resistentes, con clastos cm a pluricentimétricos en las areniscas - presencia de unos clastos de Bivalvos desmantelados - (14PU9482: Lat.:19,52097; Long.: -71,25110)



Foto 34: Areniscas calcáreas de grano grueso e intercalaciones conglomeráticas irregulares. Clastos de calizas en las areniscas - (14PU9632: Lat.: 19,5598; Long.: -71,2922)



Foto 35: Areniscas calcáreas, de grano grueso a medio, e intercalaciones conglomeráticas. S0 80°/30°N - (14PU9633: Lat.: 19,5604; Long.: -71,2917)



Foto 36: Calizas masivas amarillentas, en capas m a plurimétricas, de la Fm. Mao Adentro suprayaciendo el conglomerado polymíctico de las areniscas de las Caobas- El contacto es muy nítido y plano - (14PU9634: Lat.: 19,56112; Long.: -71,29184)



Foto 37: Contacto discordante erosivo por intercalaciones (10m) de niveles m de areniscas finas a gruesas y conglomerados polymícticos, heterométricos, clasificados y no clasificados, erosionando las margas grises infrayacentes de la Fm. Gurabo - 14PU9627: Lat.: 19,55491; Long.: -71,29259)

2.3.2.2.4. Fm. Gurabo (12) Margas de Las Caobas. Plioceno Inferior (N₂¹)

Esta facies, poco desarrollada, ocupa 1.2 km² en el borde oriental de la Hoja y se acuña hacia el oeste entre las calizas de Mao Adentro y las areniscas de las Caobas. La única exposición se encuentra al límite con la Hoja de Mao.

Se trata de margas y lutitas (Foto 38) de color naranja beige, con niveles centimétricos de margas y areniscas medianamente calcáreas, con estratificaciones inter cruzadas, horizontales al techo e inclinada hacia el norte en algunas secuencias (S0: N115°/15°N).

Los contactos, al muro con las areniscas, y al techo con las calizas de Mao Adentro, no son visibles.

No se han encontrado microfósiles.



Foto 38: Afloramiento de margas y lutitas de color naranja beige, con niveles centimétricos de margas y areniscas ligeramente calcáreas. Discordancia angular entre grupos de secuencias con S0 horizontal en la parte superior y S0: N115°E/15°N, sin trazas tectónicas entre las dos secuencias – (14PU9485: Lat.:19,52538; Long: -71,25027)

2.3.3. Fm. Mao Adentro - Plioceno Medio

2.3.3.1. Generalidades

Dentro de esta unidad se han diferenciado en la cartografía dos facies, una de calizas porosas bien estratificadas y otra de calizas masivas. La base de la formación se interdigita con la Fm. Gurabo en la mayor parte de la Hoja de Mao mientras que cuando se apoya sobre los miembros de Margas y Areniscas de las Caobas presenta en su base un tramo de unos 3-5 m de espesor de calizas arenosas conglomeráticas con intensa bioturbación entre la que destacan los tubos verticales del bivalvo *Penicillus*; esta facies puede interpretarse como correspondiente a una superficie de inundación marina con retrabajamiento de materiales de la formación precedente. Al Oeste del río Cana la unidad reposa sobre la Fm. Gurabo probablemente mediante una paraconformidad que dada la escasez y mediocre calidad de los afloramientos no ha podido ser observada en el campo.

Los afloramientos de la formación, que se presenta muy recubierta por vegetación, son por lo general muy mediocres, siendo el mejor con diferencia el del río Cana, en la vecina hoja de Martín García, al que Saunders et al (1986) atribuyen una potencia de 340 m. El afloramiento estratotípico original en Mao Adentro se encuentra en la actualidad prácticamente cubierto y comprendía únicamente unos 20 m de la base de la Formación en tránsito a la Formación Gurabo. Vokes (1989) ha propuesto como estratotipo alternativo de la unidad un corte en la carretera de Mao a Los quemados que en realidad representa una interdigitación dentro de la Formación Gurabo. El techo de la Formación no aflora en ningún punto, siendo el contacto con la suprayacente Formación Mao siempre de naturaleza tectónica. En base a los datos de campo y los cortes geológicos se puede estimar una potencia máxima aflorante de unos 400-450 m.

Las calizas porosas (6), de tonos beige en afloramiento, están constituidas fundamentalmente por fragmentos de corales y algas rodofíceas, y, en mucha menor proporción, restos de gasterópodos y bivalvos, que por lo general aparecen en forma de moldes. Se presentan estratificadas en capas de potencia decimétrica con estratificación gradada positiva estando formadas las bases de las capas por "rudstones" bioclásticos que pasan a techo a "grainstones" de grano progresivamente más fino y que suelen presentar un mayor grado de contaminación detrítica. El cemento de las calizas es fundamentalmente micrítico si bien estas se presentan frecuentemente recristalizadas. En las secuencias de la base de la formación, en el tránsito con la Fm. Gurabo, la parte superior de los ciclos está ocupada por margas semejantes a las de dicha Formación. Este tránsito es bien visible en la carretera de Mao a Los Quemados donde afloran sobre margas de la Formación Gurabo una serie de cuerpos calcareníticos bioclásticos de debritas coralinas que se intercalan con las margas y se acuñan en "onlap" hacia el sur. La composición bioclástica de los cuerpos y su interdigitación con margas de cuenca sugiere un sistema de canales en un talud recifal y la regular inclinación y paralelismo de las superficies de truncación apunta a una génesis inicial por fracturación extensional, posiblemente en relación con movimientos precursores de la falla de Mao. En general esta facies puede interpretarse como depósitos de talud recifal progradante hacia el Este y hacia el Norte. La proporción de contaminantes terrígenos parece aumentar hacia el Oeste, donde, además, presentan con cierta frecuencia intercalaciones de margas arenosas con ostréidos. Estas facies situadas mas al Oeste podrían representar facies de "fore reef" en relación con arrecifes costeros de escasa altura y con un escaso desarrollo del talud recifal.

Las calizas masivas presentan condiciones de afloramiento muy deficiente, estando intensamente cubiertas por vegetación y difícilmente accesibles en la hoja de Mao. Parecen

estar constituidas básicamente por calizas arrecifales con corales en posición de vida y cemento micrítico sin contaminantes terrígenos, y entre las que puede intercalarse algún tramo bioclástico de facies pararecifales. En conjunto puede interpretarse esta facies como un arrecife progradante hacia el Este sobre las facies de talud arrecifal.

Las muestras micropaleontológicas tomadas en el marco del presente proyecto han resultado banales desde el punto de bioestratigráfico proporcionando asociaciones con *Amphistegina* sp., *Rotalia* sp., *Globigerina* sp. y *Globigerinoides* sp. entre otros, que no permiten precisiones mas allá de certificar su edad pliocena. La base de la formación ha sido datada por Saunders *et al* (1986) como Plioceno Inferior en las secciones de los ríos Cana y Gurabo mientras que Vokes (1989) en el río Mao (Mao Adentro) identifica el tránsito Plioceno Inferior- Plioceno Medio en los niveles de tránsito con la Fm. Gurabo. Las dataciones mas altas realizadas en la unidad por Saunders *et al* (1986), en el río Cana, a unos 30 m. bajo el techo aparente de la unidad, indicarían una edad próxima al límite entre las biozonas de *Globorotalia margaritae* y *Globorotalia miocenica*, todavía en el Plioceno Medio. Los datos paleobatimétricos obtenidos por Saunders *et al.* (1986) para las facies de talud en base a paleoecología de foraminíferos indican una profundidad superior a los 100 m, mientras que las facies arrecifales se situarían como mucho en torno a los 20-30 m de profundidad.

2.3.3.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García

2.3.3.2.1. Fm. Mao Adentro (13) Calizas porosas (calcarenitas y calizas arcillosas biodetríticas) de Mao Adentro (Loma de Zamba). Plioceno Medio (N₂²)

Estas calcarenitas y calizas arcillosas biodetríticas, o calizas porosas, constituyen diferenciaciones en el seno de las calizas masivas de la loma de Zamba. Dichas diferenciaciones se notan más en la base del conjunto de las calizas masivas y en la parte NO de la formación, donde ambos facies desaparecen por debajo del glacis aluvial o del valle del río Yaque. Se trata de calizas biodetríticas arcillosas, biocalcarenitas de color blanco amarillento yaciendo en capas con estratificación muy nítida, métricas a bimétricas, acumulando unos 10 a 20 m de potencia,.

En los sectores este y NO se encuentran calizas arenosas y calcarenitas blancas a rosadas muy biodetríticas, con clastos, pluridecimétricos a decimétricos, localmente abundantes, de corales y ostréidos pluricentimétricos (Foto 40), gasteropodos y localmente *clavagellidaes*, en una matriz bioclástica arcillosa, localmente arenosa. La estratificación es muy nítida.

Estas calizas, con una potencia estimada a 20 m, están livianamente inclinadas de 3 a 10° hacia el NO en el sector oriental y horizontales en el sector occidental.

En el punto 14PU9574 Lat.: 19,571 / Long.: -71,27979) J. B. Saunders determina una edad NN15: Plioceno Inferior, con foraminíferos del tipo *Globorotalia*.

El contacto con las calizas masivas es gradual, con disminución de las fracciones arcillosas y biodetríticas.

Al muro, el contacto es normal, concordante con las areniscas y conglomerados de las Caobas. El contacto con las margas en el borde oriental de la Hoja no es visible.

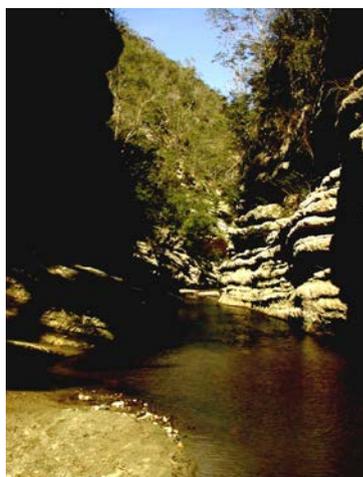


Foto 39: Salida del río Cana en la Angostura: Calizas brechoideas biodetríticas gris claro a blanco; meteorización amarillenta a blanquecina con muchos clastos de corales coloniales y unos Clavagellidae; intercalaciones biodetríticas margosas – (14PU9578: Lat.: 19,5669; Long.: -71,2776)



Foto 40: Nivel horizontal de calizas blanquecinas arcillosas con muchas conchas de ostréidos – (14PU9426: Lat.: 19,62958; Long.: -71,40623)

2.3.3.2.2. Fm. Mao Adentro (14) Calizas masivas de Mao Adentro (Loma de Zamba). Plioceno Medio (N₂²)

Geomorfológicamente esta unidad de la Fm. Mao Adentro es la más destacada de la Hoja. Forma una loma de 20 km de largo y 4 km de ancho; el desnivel de la cumbre tabular, con los cauces de los ríos Yaque y Guayubin, es de 250 a 330 m. Las calizas masivas forman la parte somital de esta loma.

La potencia es superior a 200 m en el sector de la Angostura donde el río Cana cruza la Loma de Zamba. Este espesor disminuye hacia el NO, hasta desaparecer al sur de Ranchaderos por una evolución lateral de facies en favor de las calcarenitas y calizas arcillosas biodetríticas infrayacentes.

La geometría es uniforme, con un rumbo NO-SE y un buzamiento de 5° hacia el NE, salvo en el sector norte donde el rumbo gira a ONO-ESE.

Las calizas masivas, con color blanco a amarillento, localmente rosado (biomicritas) se presentan en una sucesión de capas de 1 a 10 m de potencia (Foto 41 y Foto 42), separadas por niveles centimétricos de calcarenitas y calcosiltitas más arcillosas. Escasos pedazos de corales de tipo ramas y colonias pueden observarse.

Se trata de un depósito carbonatado de plataforma con escasos aportes biodetríticos.

No se observa la unidad suprayacente de estas calizas, su techo estando carstificado por la alteración ya descrita. El piso está constituido por las calizas porosas de la loma de Zamba.

El mapa geofísico del espectro del potasio (Fig. 7) hace resaltar en el sector Noreste las margas de la Fm. Mao (color naranja), las areniscas con intercalaciones de margas y calizas de las Fms Mao y Cercado (color verde) y las calizas de la Loma de zamba y de la Fm. Gurabo (color azul). Los glaciares y coluviones no tienen firmas en este espectro así como los depósitos aluviales del valle Guayubin indicando para este una espesor reducido.

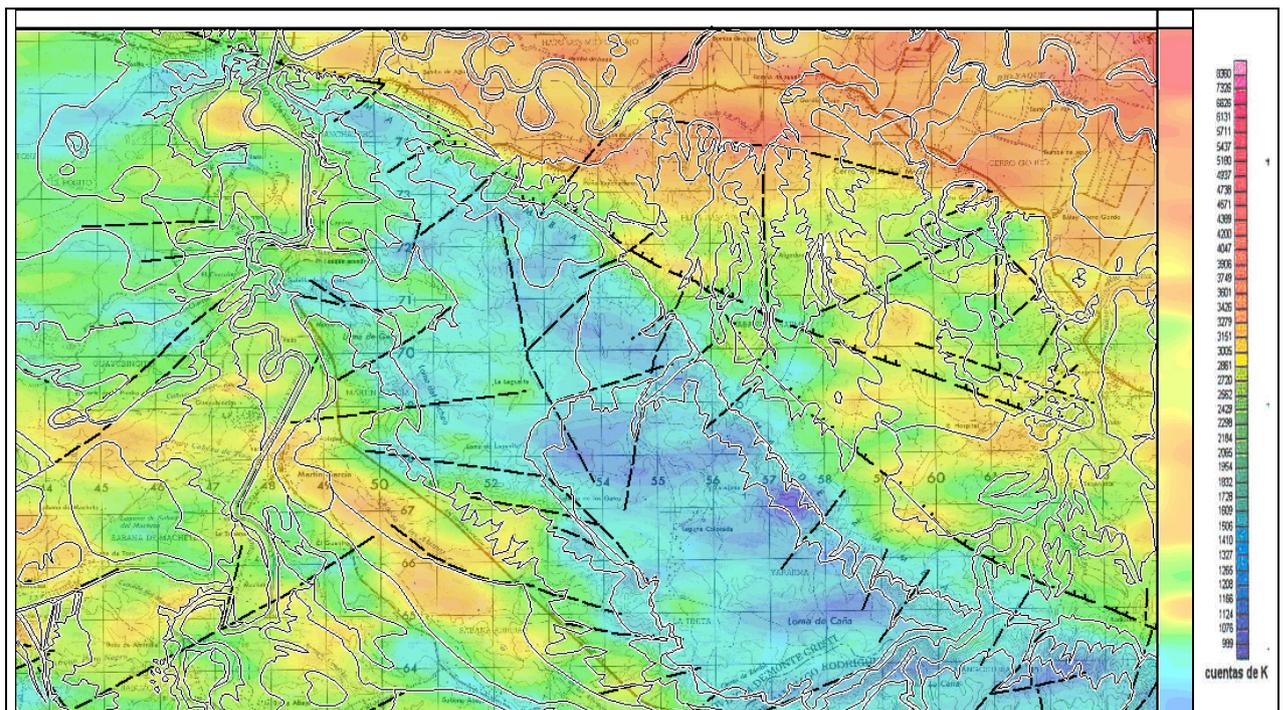


Fig. 7 - Mapa del espectro del potasio de la Hoja de Martín García



Foto 41: Niveles de 2 a 3 m de calizas químicas; color blanco por meteorización y color rosado del conjunto de calizas biotriticas - 14PU9641D; Lat.: 19,56207; Long.: -71,28629



Foto 42: Farallones del río Cana en la Angostura: Calizas masivas - 14PU9640; Lat.: 19,56197; Long.: -71,28669

2.3.4. Fm. Mao - Plioceno Medio a Superior

2.3.4.1. Generalidades

La Fm. Mao está constituida fundamentalmente por un conjunto siliciclástico heterogéneo en que las litologías predominantes son areniscas conglomerados y limolitas con algunas intercalaciones de arcillas y de limos calcáreos. En la Hoja de Martín García se ha cartografiado, dentro de la formación, una unidad constituida fundamentalmente por margas de tono gris a beige.

La base de la formación no es visible en ninguna localidad, estando en contacto tectónico (Falla de Mao) con las infrayacentes formaciones Mao Adentro y Gurabo. El techo es siempre la discordancia basal de los materiales cuaternarios. La potencia de la formación es imposible de evaluar únicamente en base a los datos de campo, pero en base a los cortes geológicos y datos regionales supera ampliamente los 1000 m, pudiendo incluso alcanzar potencias del orden de los 3500 m. Bowin (1966) atribuyó una potencia de 3600 m a la Fm. Mao en un sondeo indeterminado que según Edgar (1991) sería Licei 2, al este de Santiago. En campo, los afloramientos de la unidad, muy discontinuos, presentan colores parduscos y están intensamente afectados por fracturas en parte sin-sedimentarias.

Los mejores afloramientos (que en ningún caso permiten observar más de 25-30 m de serie) se encuentran en el cauce del río Gurabo, en la Hoja de Mao. Aquí es posible observar la presencia de frecuentes niveles de aspecto caótico, “*slumps*” y cicatrices de deslizamientos, así como fallas normales sin-sedimentarias con estructuras de “*roll-over*” asociadas. El carácter sinsedimentario de los pliegues de “*roll-over*” puede apreciarse, entre otros puntos, en la carretera de Mao a Los Quemados, donde un anticlinal está afectado por un intenso

diacclasado, paralelo al plano axial, con relleno sinsedimentario de diques milimétricos de arenisca.

Los conglomerados y areniscas son en general bastante inmaduros y mal calibrados con abundantes fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas e incluso de calizas. Los limos suelen tener una participación arenosa importante y, en ocasiones, presentan fauna marina, siendo más general la presencia de abundantes restos vegetales, que a veces incluyen hojas y frondes relativamente bien conservados. Los niveles de limos y lutitas calcáreas ocasionalmente contienen una fauna marina bentónica abundante que parece haber sido reelaborada o resedimentada desde zonas más someras.

Saunders et al (1986) han interpretado la unidad como formada por aportes turbidíticos y de talud, en ambiente marino relativamente profundo. En la carretera de Mao a Los Quemados se puede ver un afloramiento con facies menos caóticas con niveles arenoso conglomeráticos separados por niveles decimétricos de lutitas lateralmente continuas presentando el conjunto una estratificación cruzada laxa de gran escala que permite interpretar el afloramiento como un depósito de “*fan delta*” por debajo del nivel de oleaje.

En conjunto la formación puede interpretarse como un talud de “*fan delta*” con aportes procedentes del sur y que crecería a favor de un sistema de fallas sin-sedimentarias relacionado con la Falla de Mao. Las facies margosas presentes en la Hoja de Martín García podrían interpretarse como facies de prodelta o como situadas en el talud, en una zona al abrigo de los aportes detríticos gruesos.

El alto porcentaje de fósiles reelaborados dentro de la formación hace problemática la datación de la unidad. Así, Saunders et al (1986) datan una muestra dentro de la unidad como Plioceno Inferior (NN15) en base a nanofósiles y como Plioceno Medio (top de la subzona de *Globorotalia exilis*) en base a foraminíferos. Muestras de nanofósiles tomadas en las facies margosas de la Hoja de Martín García indican una edad Plioceno Inferior. Las muestras de foraminíferos tomadas en la Hoja de Mao han proporcionado edades imprecisas Plioceno o Plioceno Inferior-Medio, excepto una muestra tomada en el cauce del río Gurabo, que ha proporcionado una asociación de foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides trilobus*, *G. helycinus*, *G. sacculifer*, *G. obliquus*, *Globorotalia tumida*, *Orbulina inversa* entre otros) indicativa del intervalo Plioceno Medio-Superior. Dada la edad Plioceno Medio, aceptada para la Fm. Mao Adentro, cabe suponer que las asociaciones indicativas de edades Plioceno Inferior son reelaboradas y que se puede atribuir para la Fm. Mao una edad Plioceno Medio- Superior.

2.3.4.2. Descripción particular a la Hoja de Martín García

2.3.4.2.1. Fm. Mao (15) Lutitas, areniscas calcáreas, localmente conglomeráticas. Plioceno Medio a Superior (N_2^{2-3})

Las exposiciones son de muy mala calidad, salvo en el cauce del río Cana donde se puede observar una sección de 30 m de esta unidad. Afloran principalmente en el llano, al oeste del Hospital, en zona de glacis erosional frecuentemente tapado, por terrazas aluviales en zonas altas, o por el glacis aluvial en zonas bajas.

Las características principales de esta litología son el color ocre naranja beige y el carácter detrítico dominante, con presencia de unas facies carbonatadas.

Se trata de areniscas con granulometría muy heterogénea, conglomerados polimícticos a lutitas con intercalaciones de calizas, areniscas calcáreas o margas.

En el cauce del río Cana (Foto 43) se observa 30 m de alternancias horizontales de areniscas finas y niveles decimétricos más arcillosos de lutitas, siltitas y margas ocre naranja con escasos niveles de calizas arcillosas. Las demás exposiciones, que aparecen en el llano del sector (14PU9552WI), están constituidas por areniscas conglomeráticas polimícticas, con matriz carbonatada, sin cantos de calizas, y areniscas con grano medio, con intercalaciones decimétricas de calizas micríticas bandeadas, ocres y rojizas, muy localmente dolomíticas.

El contacto con las margas suprayacentes parece transicional, con disminución del material terrígeno y aumento de las fracciones finas y carbonatadas.

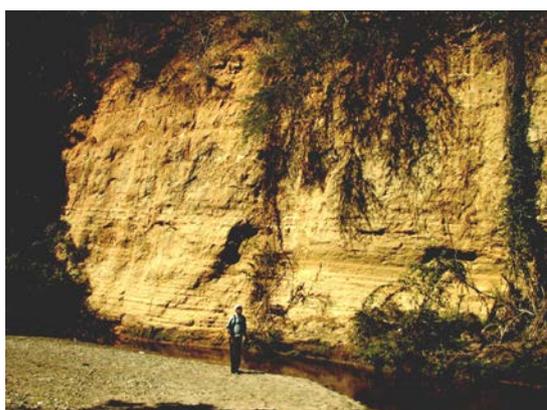


Foto 43: Farallón de 30 m en areniscas horizontales, verdosas, de grano fino, masivas, con niveles decimétricos más arcillosos, lutitas, siltitas y margas ocre con escasos niveles de calizas arcillosas – (14PU9581B: Lat.: 19,5778; Long.: -71,2799)



Foto 44: Glacis erosional buzando ligeramente al norte – vista hacia el oeste con la Cordillera Septentrional en el último plano – (14PU9552W: Lat.: 19,6099; Long.: -71,31216)



Foto 45: "slumps" en las alternancias decimétricas de areniscas calcáreas gruesas y niveles de arenas y siltitas margosas grises, localmente rojizas (S0:N105°E/30°S) – (14PU9548: Lat.: 19,60312; Long.: -71,30505)

La ausencia de sección continua no permite definir un corte litológico de esta unidad. Se observan "*slumps*" en unos afloramientos con la estratificación muy ondulada (Foto 45). Sin embargo, la dirección general es ONO-ESE con un buzamiento de 4 a 5°NE.

2.3.4.2.2. Fm. Mao (16) Margas, lutitas y siltitas. Plioceno Superior (N₂³)

Afloran exclusivamente en la parte NE de la Hoja, entre la llanura de inundación del río Yaque y la loma de Zamba. Los afloramientos son, o naturales, muy estrechos, en ventanillas entre las mesetas de las terrazas y el glacis aluvial rellenando las depresiones topográficas, o antrópicos, tal como la excavación del canal de Cana Chapetón (14PU9492 Lat.: 19,59728/ Long.: -71,25139, Foto 46 y Foto 54) o la cantera de la carretera Guayubin-Mao (14PU9602 Lat.: 19,6501/ Long.: -71,29256).

En esta litología de margas se incluyen varias facies que son: margas s.s, lutitas calcáreas, y siltitas y areniscas calcáreas con grano fino a medio. El color es generalmente beige, ocre o gris a verde claro en las partes menos meteorizadas. Localmente se observan variaciones de tipo calizas arcillosas de color abigarrado beige a naranja (14PU9591 Lat.: 19,62228 / Long.: -71,27009) o niveles de concreciones calcáreas polidecimétricas (14PU9587 Lat.: 19,62697/ Long.: -71,27027).

En la parte este (14PU9492), se presentan en una sucesión de capas de potencia métrica, con una estratificación plana constante (N30°E/5°NO). En el sector del pueblo de Cana Chapetón, se intercalan niveles irregulares, pero potentes (hasta 20 m), con figuras de

“*slumps*”, constituidos por areniscas calcáreas de grano medio a fino (siltitas) erosionando las margas infrayacentes según una superficie de erosión irregular y ondulada, con concentraciones centimétricas de óxidos de hierro (Foto 47 y Foto 48).

No se han observados macrofósiles.

Las concentraciones de yeso de neoformación son frecuentes en pequeños niveles de 1 a 3 centímetros, concordantes con la estratificación, visibles en varios puntos (14PU9602 Lat.: 19,6501/ Long.: -71,2925) (14PU9523 Lat.: 19,6081/ Long.: - 71,2653). 14PU9674 Lat.: 19,6426/ Long.: -71,3503).

El techo de esta formación es desconocido, debido a la desaparición de las margas por debajo la llanura de inundación del río Yaque.

El contacto con las areniscas infrayacentes es transicional.



Foto 46: Margas de color beige ocre de la Fm. Mao – (14PU9492: Lat.: 19,59728; Long.: -71,25139)



Foto 47: Contacto de un nivel arenoso erosionando las margas y siltitas de color gris ocre - 14PU9526: Lat.: 19,61005; Long.: -71,26667



Foto 48: Clasto semimétrico de margas y siltitas de color gris ocre, en las areniscas – (14PU9525: Lat.: 19,60989; Long.: -71,26675)

2.4. Cuaternario

2.4.1. Generalidades

Con 243 km² las formaciones cuaternarias cubren el 50% de la superficie de la Hoja; están clasificadas en 7 tipos de depósitos:

- Arcillas y/o brechas de carstificación
- Terrazas aluviales medias
- Glacis de coluviones y coluviones de piedemonte
- Glacis aluviales
- Meandros y cauces abandonados
- Llanura de inundación
- Depósitos aluviales de fondo de valle

2.4.2. Descripción particular a la Hoja

2.4.2.1. (17) Arcillas y/o brechas de carstificación. Cuaternario (Q)

El fenómeno de carstificación se desarrolla únicamente sobre las calizas masivas de la Loma de Zamba de la Fm. Mao Adentro. Esta superficie forma una meseta plana, inclinada de unos grados hacia el norte, con fenómenos cársticos de poca importancia en el modelado del relieve. Debido a la presencia de niveles arcillosos en las calizas, la carstificación se desarrolla solamente en las capas calcáreas de potencia métricas. Las figuras de lapiaz (Foto 50) son poco desarrolladas; la potencia de las brechas cársticas, con clastos centimétricos, es decimétrica a métrica; las arcillas de descalcificación rojas rellenan las depresiones hectométricas (14PU9105 Lat.: 19,56987 / Long.: -71,3321), como la Laguna Colorada y La Lagunita.



Foto 49: calizas blancas rosadas, muy blandas, con

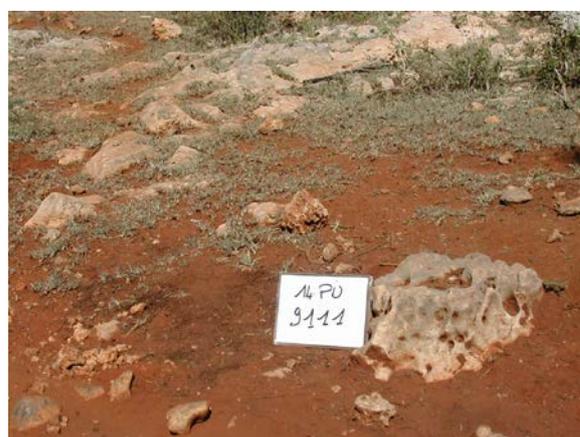


Foto 50: Calizas masivas de color blanco a beige, con

meteorización de tipo lapiaz y arcillas de descalcificación rojizas - 14PU9110: Lat.: 19,58177; Long.: -71,33165°)



Foto 51: Pozo para cal, de 1.30 m, con 1m de arcillas y gravas rojizas suprayaciendo las calizas blancas desmanteladas – (14PU9114: Lat.: 19,59301; Long.: -71,32495)

alteración de tipo lapiaz y arcillas de descalcificación rojizas – (14PU9111: Lat.: 19,58197; Long.: -71,33015)



Foto 52: Pavimento de calizas químicas, masivas, de color blanco, rosado y naranja, localmente recristalizadas; alteración cárstica, de tipo lapiaz, con arcillas rojizas de descalcificación – (14PU9506: Lat.: 19,55711; Long.: -71,26343)

2.4.2.2. (18) Terrazas aluviales medias Cuaternario (Q)

Los depósitos aluviales en terrazas de esta Hoja corresponden a las terrazas medias. Las terrazas bajas, o están integradas en los depósitos aluviales de fondo de valle, o no afloran, cubiertas por las llanuras de inundación.

No se ha observado terraza alta, por encima de los relieves más altos de la Hoja

La terrazas medias se ubican entre 5 y 20 m por encima de los cauces actuales o de la llanura de inundación, en las laderas de los valles de los ríos Cana y Guayubin; la extensión longitudinal es de 18 km en el Valle Guayubin y 10 km en el valle del río Cana; la extensión lateral alcanza 4 km.

Los depósitos son tabulares, horizontales, constituidos por cantos polimícticos heterométricos con una matriz arenosa mueble, de color naranja a rojizo localmente muy fuerte (14PU9410 Lat.: 19,63776 / Long.: -71,41649). Los cantos de las terrazas medias del río Guayubin provienen de metavolcanitas, anfíbolitas e intrusivos dioríticos y gabroicos. En las terrazas de la zona oriental, atribuidas al río Cana, el 50% de los cantos subredondeados está constituido por bloques de calizas blanquecinas provenientes de las formaciones calcáreas de la Loma de Zamba, lo que permite asignar estos depósitos al río Cana; el 50% restante es de composición similar a la de los depósitos del río Guayubin.

En Cana Chapetón, en la trinchera del canal (Foto 54 y Foto 55) se observan las terrazas que erosionan los coluviones: bases canalizadas, estratificación cruzada.

La potencia variable, oscila en general entre 1 y 5 m, hasta 10 m en algunos casos.

En cartografía, estas terrazas medias se parecen mucho a los niveles conglomeráticos de la Fm. Cercado; es el caso de los sectores de Rincón y Baboso, en el valle del río Guayubin. Ambos presentan cantos polimícticos de misma composición, con una matriz arenosa más compactada en los niveles conglomeráticos. La presentación topográfica de las terrazas en pequeñas mesetas horizontales permite diferenciarlas de los niveles conglomeráticos.

A nivel más regional, los sectores con terrazas medias corresponden a un cambio de régimen de los ríos: de casi torrencial a la salida de las laderas de la Cordillera Central el régimen se pone más tranquilo a la llegada al Valle del Cibao, con las formaciones sedimentarias terciarias, antes de perder el potencial de transporte a la confluencia con el río Yaque.

El río Cana conserva su régimen torrencial hasta la salida de la Loma de Zamba y sus depósitos de terrazas se concentran entre la Angostura y Cana Chapetón; al norte de Caimito, en el mismo valle, existe una terraza de extensión semi-kilométrica (14PU9473 Lat.: 19,51233 / Long.: -71,28023).

Al norte de la Hoja, se nota una inflexión y extensión hacia el oeste de las terrazas. Las terrazas se alejan de los cauces actuales de los ríos Cana y Guayubin que presentan un cambio de dirección hacia el este.



Foto 53: Contacto entre una terraza rojiza, con cantos decimétricos en una matriz rojiza (arriba) y areniscas naranjas con unos nódulos poco carbonatados de la Fm. Cercado (abajo) – (14PU9236: Lat.: 19,55179; Long.: -71,41229)



Foto 54: Trinchera del canal de Cana Chapetón: terrazas con cantos decimétricos a centimétricos redondos en una matriz arcillosa, erosionando y suprayaciendo las margas de color beige ocre –(14PU9492: Lat.: 19,59728; Long.: -71,25139)



Foto 55: Trinchera del canal: terrazas rojizas, con cantos decimétricos a centimétricos redondos en una matriz arcillosa, erosionando y suprayaciendo los coluviones de color blanquecinos (derecha) y margas de color beige ocre de la Fm. Mao – (14PU9492: Lat.: 19,59728; Long.: -71,25139)

2.4.2.3. (19) Glacis de coluviones y coluviones de piedemonte Cuaternario (Q)

Las facies coluviales se reparten, en la Hoja, en dos tipos, en función de la litología de las rocas fuentes.

Los glacis de coluviones se desarrollan en ambos lados de la Loma de Zamba con una extensión más grande en la ladera norte. Topográficamente aparecen en digitaciones residuales cortadas y separadas por la red hidrográfica. Forman lomas de unos 20 a 30 m de altura con una extensión longitudinal de varios km. Son constituidos por bloques angulosos de tamaño decimétrico a métrico, sin clasificación, con poca matriz arenoso-arcillosa (Foto 56). Los bloques son exclusivamente constituidos por calizas biodetríticas coralinas provenientes de la Loma de Zamba

Los coluviones de piedemonte, se presentan de forma diferente, en el sector occidental, alrededor de la ventana de esquistos de la Fm. Ámina-Maimón.

En las zonas altas, los clastos centimétricos a decimétricos de cuarzos angulosos, provenientes de la meteorización de los esquistos ricos en vetas y vetillas de cuarzo blanco a gris, se acumulan in situ (Foto 57) con el lavado de las fracciones arcillosas y finas.

En las zonas bajas, donde disminuye la pendiente, las partículas finas se depositan con unos clastos de cuarzo; aparecen depósitos poco estratificados y mal clasificados, con cantos centimétricos de cuarzo sub-angulosos en una matriz arenoso-arcillosa de color naranja a rojizo (Foto 58).



Foto 56: Carretera Sabaneta – Guayubin : Contacto entre los coluviones monomíticos y las areniscas calcáreas horizontales de la Fm. Cercado – (14PU9084: Lat.: 19,54999; Long.: -71,33239)



Foto 57: Sector de La Barrera. Coluviones, de 15m de potencia, con cobertera de cuarzos blancos residuales – (14PU9307: Lat.: 19,53150; Long.: -71,47064)



Foto 58: Sector de La Barrera: canales estratificados con arena de cuarzo sub-angulosos de grano medio a grueso – (14PU9305: Lat.: 19,53059; Long.: -71,47364)

2.4.2.4. (20) Glacis aluviales Cuaternario (Q)

Los glacis aluviales ocupan una gran parte de la zona septentrional de la Hoja, limitando al sur la llanura de inundación del río Yaque (Foto 59).

Se trata de acumulaciones con alternancias centimétricas a decimétricas de arenas finas a medias y arcillas mal clasificadas; resultan de flujos laminares del agua sobre una superficie livianamente inclinada, plana o ligeramente ondulada por erosión. El material arenoso presenta localmente una mala clasificación. El color oscila entre marrón rojo para las arcillas, con mucha materia orgánica, y naranja amarillento para las facies arenosas.

Estos glacis se caracterizan por la ausencia de una red hidrográfica perenne bien marcada.

El relleno del Valle de las Abisbas, al este de Martín García, está cartografiado en glacis aluvial por la ausencia de red hidrográfica en la ladera occidental del valle y la frecuencia de secuencias idénticas, mal clasificadas, paralela a una superficie plana poco inclinada.

En los barrancos del Arroyo Las Abispas (Foto 60) existe una acumulación, superior a 5 m de potencia, de un material arenoso, poco clasificado. Sin embargo unos cortes (14PU9441 Lat.: 19,6076/ Long.: -71,39106) en la carretera Santiago Rodríguez-Guayubin muestran algunas intercalaciones irregulares de potencia métrica, de coluviones no clasificados, monomícticos, de calizas coralinas de la Loma de Zamba, muy parecidos a las facies de coluviones descritos en el capítulo anterior.



Foto 59: Glacis aluvial, con pendiente suave hacia el norte; en el fondo la llanura de inundación del valle del río Yaque; en el último plano la Cordillera Septentrional – (14PU9261; Lat.: 19,63145; Long.: -71,44989)



Foto 60: Arroyo las Abispas: encajonado en 5 m de siltitas marrón beige, sin cantos en el cauce - niveles de coluviones cm a dm de clastos de calizas poco organizadas – (14PU9436: Lat.: 19,58393; Long.: -71,38220)

2.4.2.5. (21) Meandros y cauces abandonados Cuaternario (Q)

Estas formas geomorfológicas están visibles solamente en el valle del río Yaque del Norte y en la parte norte del valle del río Guayubin, en la parte septentrional de la Hoja. Corresponden a depresiones en la llanura de inundación, de 1 a 2 m de profundidad. Estas depresiones son generalmente húmedas o con aguas estancadas. Están rellenas de arcillas y limos finos, de color marrón oscuro a negro, con un alto porcentaje de materias orgánicas.

2.4.2.6. (22) Llanura de inundación Cuaternario (Q)

Las llanuras de inundación se encuentran principalmente en el valle del río Yaque del norte, en el borde norte de la Hoja y en la parte baja del valle del río Guayubin, antes de su confluencia con el río Yaque. Una llanura de inundación de muy poca extensión se observa en un meandro del río Cana, al norte de Caimito.

Debido a sus características torrenciales, el río Cana no presenta llanura de inundación.

Las llanuras están recubiertas por un material fino, siltítico a lutítico, poco consolidado, de color marrón-gris oscuro, rico en materias orgánicas.

Estas extensas zonas llanas presentan un interés agrícola evidente para los cultivos en regadío.



Foto 61: Llanura de inundación al este de la carretera Santiago Rodríguez-Guayubin – (14PU9437: Lat.: 19,60036; Long.: - 71,39425)

2.4.2.7. (23) Depósitos aluviales de fondo de valle Cuaternario (Q)

Los aluviones de fondos de valle están constituidos por depósitos actualmente en tránsito a lo largo la red de drenaje: ríos Guayubin y Aminilla en el centro de la Hoja, Yaque en el norte, Maguaca en la esquina SO, y río Cana, en dos secciones, arriba y abajo de la Angostura.

Debido a las configuraciones diferentes de estos ríos y de sus cuencas, los depósitos presentan características diferentes descritas a continuación.

En el río Guayubin, los depósitos son arenosos, de grano medio en la parte meridional, a fino en la parte septentrional, cerca de la confluencia con el río Yaque del Norte.

Estos depósitos contienen localmente unos cantos redondeados centimétricos a decimétricos, polimícticos (intrusivos y vulcanosedimentarios), provenientes por una parte de la erosión de la Cordillera Central y por otra parte de la erosión de los niveles conglomeráticos interestratificados de la Fm. Cercado. El espesor se estima a unos 2 m máximo.

El cauce meandriforme del río Guayubin corresponde una maduración avanzada del río con probablemente un espesor más importante de aluviones infrayacentes ya fosilizados por la llanura de inundación.

Al contrario, la ausencia de depósitos aluviales, en los tramos donde el río Aminilla (afluente del Guayubin) cruza las metavolcanitas de la Fm. Ámina-Maimón, sugiere una reducción de estos depósitos en la parte arriba del río Guayubin.

Los aluviones del río Yaque, en la Hoja de Martín García, corresponden a limos y arenas muy finas, de color beige a marrón, con un alto porcentaje de arcillas

En el río Cana, en la sección río arriba del la Angostura, los depósitos son escasos y de poca relevancia. Predomina el fenómeno erosivo, salvo en un tramo kilométrico al norte de Caimito. Los depósitos están constituidos por arenas cuarzosas de grano medio a grueso, con cantos sub-angulosos de calizas coralinas provenientes de la erosión de los derrumbes de los barrancos, en los cuales se encajona el río. En la Angostura misma, estos bloques alcanzan un tamaño decamétrico y provienen de derrumbes mayores en este tramo encajonado hasta 240 m.

Entre la Angostura y la confluencia con el río Yaque del Norte, correspondiendo al cambio de pendiente del río Cana, por encima de formaciones arenosa y margosas, se desarrolla un depósito aluvial poco clasificado, constituido por arena gruesa a media, con cantos redondeados de calizas en proceso de disolución. La forma de este tramo, así como la mala clasificación del material, le confiere unas características de abanico aluvial, cuya anchura alcanza 800 m.

Así los depósitos aluviales de los tres drenajes principales de la Hoja presentan características diferentes:

- depósitos arenosos finos a medio en el cauce del río Guayubin con régimen meándrico.
- depósitos muy escasos y mal clasificados a lo largo del río Cana con régimen torrencial; abanico de arenas gruesas con cantos de calizas en su salida al río Yaque del Norte
- depósitos de limos y lutitas a lo largo del río Yaque de Norte, en su tramo meándrico terminal.

3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA

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

Los tipos petrográficos observados en la Fm. Ámina-Maimón de la Hoja Martín García son: (1) metariolitas y metariodacitas, (2) metaandesitas (Loma Pozo Negro), (3) alternancias de metatobas finas y metacineritas ácidas-básicas, (4) filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos filoníticos y miloníticos, y (5) filitas y esquistos máficos clorítico-anfibólico-epidóticos filoníticos y miloníticos.

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

A la mesoescala, se trata de rocas en general esquistosas, filíticas, frecuentemente de aspecto porfiroide debido a la presencia de fenocristales ígneos de cuarzo y feldespatos,

rodeados por una matriz foliada de tonos claros y grano fino. Esta foliación está bien definida por finas micas blancas y verde-marrón, junto a hiladas de minerales oscuros, que rodean y envuelven a los porfiroclastos cuarzo-feldespáticos.

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

(2) Las metaandesitas de la Fm. Ámina constituyen los términos intermedio-básicos relativamente menos deformados dentro de la unidad. En este sector (MJ9122), las metaandesitas son rocas de colores gris verdosos claros, ricas en anfíbol y plagioclasa, de grano medio-grueso y de fábrica planar Sp muy poco penetrativa. El protolito fue una roca volcánica de composición intermedia (andesítica a dacítica) y textura porfídica/microporfídica.

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

Al microscopio, estas rocas presentan texturas nematoblásticas y granoblásticas elongadas, en la que fábrica principal Sp está definida por la orientación paralela de los lepidoblastos de sericita y clorita. La asociación mineral que aparece está compuesta por: actinolita, albita, clorita, epidota, cuarzo y moscovita, con apatito, circón, ilmenita, pirita y opacos como

accesorios. La asociación fue sincinemática con la poco penetrativa fábrica dúctil planar (Sp) principal e indicativa de la facies de los esquistos verdes de baja-T. La relativa baja deformación interna de estas rocas ha permitido la preservación de fenocristales de clinopiroxenos, anfíboles y plagioclasas ígneos relictos, que no obstante han sido variablemente reemplazados por clorita y actinolita metamórfica y aplastados según la Sp. El resto de la mineralogía y texturas del protolito han sido traspuestas por la deformación y la recristalización metamórfica. Las metaandesitas consisten en un agregado de grano fino variablemente elongado de granos de epidota, microprismas y agregados fibroso-radiales de actinolita, delgados lepidoblastos y agregados paralelos a la Sp de clorita y mica blanca y parches de albita subidiomorfa.

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

Al microscopio, se trata de rocas compuestas por un bandeo de alternancia de niveles verde oscuro básicos de grano fino y claros ácidos con fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Aunque no se observa en muchos casos el desarrollo de una clara esquistosidad, si existe una cierta elongación del agregado mineral en los niveles más básicos y una deformación dúctil/frágil de los fenocristales de mayor tamaño en los ácidos. De forma característica en estas rocas, gran parte de la mesostasia ígnea original ha sido reemplazada por un agregado microcristalino poco orientado de sericita, clorita y epidota. La naturaleza de este metamorfismo es dudosa, ya que puede ser tanto de tipo hidrotermal tardi-magmático y contemporáneo a la formación de un conjunto de venas de cuarzo con prismas de epidota, o metamórfico estático de baja-T. En cualquier caso, las condiciones metamórficas fueron, en general, propias de la facies de los subesquistos verdes. El cuarzo de los fenocristales ha sido deformado plásticamente, lo que ha originado microtexturas de extinción ondulante, lamelas y maclas de deformación y formación de agregados mono y

policristalinos de subgranos con una fábrica interna asimétrica, que localmente han recristalizado a agregados de pequeños granos nuevos por mecanismos de rotación de subgranos ($T < 300^{\circ}\text{C}$). Los fenocristales de feldespatos están reemplazados a sericita y moscovita. Se observa también una formación de óxidos de Fe-Ti a expensas de máficos y opacos.

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

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

En las rocas más intensamente deformadas por el cizallamiento se superpone una esquistosidad de crenulación extensional (Platt & Vissers, 1980), generada en un momento

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

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

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

Al microscopio, las texturas observadas son desde porfiroclásticas de matriz lepidoblástica y granoblástica microbandeada, a granonematoblásticas bandeada que gradúan a filoníticas y miloníticas de grano fino y muy fino. Los componentes minerales principales de estas rocas son actinolita-tremolita, albita, moscovita/sericita, clorita, epidota y cuarzo, con ilmenita, opacos y óxidos de Fe-Ti, como accesorios. Frecuentemente, en las rocas se distinguen porfiroclastos y matriz blástica recristalizada dinámicamente. Los porfiroclastos son de plagioclasas fragmentadas originando texturas “*pull-apart*” en cuyos huecos recristaliza albita, y de cuarzo aplastado y recristalizado dinámicamente dando bordes con

subgranos y granos nuevos. Los porfiroclastos y porfiroblastos de estas rocas se caracterizan por la presencia de sombras de presión y colas de recristalización asimétricas. La matriz tectónica está microbandeada en niveles más o menos ricos en cuarzo y está constituida por un fino agregado de actinolita+mica blanca + clorita + epidota + opacos, orientado paralelamente y definiendo la fábrica planar.

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

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

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

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

Las asociaciones minerales formadas durante este metamorfismo estático pre-D1 son propias de la facies de prehnita-pumpellita (subesquistos verdes) y de los esquistos verdes de baja-T. En las rocas metariolíticas y metariodacíticas produce una asociación mineral compuesta por albita, mica blanca sericita, prehnita, esfena, cuarzo y opacos; en las

metaandesitas se caracteriza por la aparición de asociaciones compuestas por prehnita, pumpellita, albita, clorita, sericita, epidota amarilla y óxidos de Fe y por actinolita, clorita, epidota, albita, carbonatos, mica blanca y titanita, que pertenecen a las facies de los subesquistos verdes y esquistos verdes, respectivamente (Evans, 1990). La formación de anfíboles sódicos pobres en Si y ricos en Al^{VI} y Ti (actinolita y magnesio-hornblenda), también indica que los protolitos de la Fm. Ámina-Maimón fueron sometidos a un metamorfismo estático de baja relación P/T en el fondo oceánico. La edad de estos procesos de alteración y metamorfismo de baja-P se interpreta fue Cretácico Inferior, como la de la intrusión de los protolitos volcánicos y subvolcánicos de la Fm. Ámina-Maimón.

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

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

El contacto entre ambas zonas, definida por una isograda de actinolita-*in*, se localiza en la Hoja de Monción próxima a un cabalgamiento dúctil y subparalela a su traza. Por lo tanto, es posible que la deformación D1 continúe después de la blastesis metamórfica, deformando a las isogradas. Esta interpretación está favorecida por la presencia de texturas “*pull-apart*” subperpendiculares a la L1 en el anfíbol actinolita u hornblenda actinolítica, rellenos por

clorita y sericita, e indicativos de un descenso de la T durante los estadios avanzados de la D1. Los esquistos de la Fm. Ámina-Maimón aparecen deformados y filonitizados en condiciones de grado muy bajo y más frágiles, por las estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española.

3.3. Geoquímica

Después de una presentación de las técnicas analíticas utilizadas, se describirá en términos geoquímicos las rocas de la Fm. Ámina-Maimón que representan las únicas rocas magmáticas de la hoja. Para un mejor entendimiento, se utilizará la totalidad de las muestras de la Fm. Ámina-Maimón en el proyecto K y no solamente las de la Hoja.

3.3.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo

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

El Fe procedente de los análisis fue Fe_2O_{3t} (Fe total como Fe_2O_3), por lo que fue recalculado como $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \times 1,11135$ y $\text{FeO}_{\text{calc}} = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculadas a una base anhidra, si la suma de los elementos mayores (SiO_2 a P_2O_5) fue $<99,98\%$. El número de Mg (Mg#), fue calculado como $100 \cdot \text{mol MgO} / (\text{mol MgO} + \text{mol FeO}_t)$, donde $\text{FeO} = 0,8 \times \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2 \times \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para la condrita, el manto primordial, y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y MacDonough (1989).

Gran parte de las rocas volcánicas y plutónicas estudiadas han experimentado procesos de alteración tardi- y post-magmática, así como un metamorfismo de baja-T en condiciones propias de la facies de los esquistos y subesquistos verdes, que han modificado las concentraciones primarias de varios elementos mayores y traza. Por ejemplo, en el diagrama $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ versus $\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ de Hughes (1973), que puede ser utilizado para visualizar rocas espilitizadas o que han sufrido un metasomatismo potásico, muchas de las rocas caen fuera del campo de los basaltos “normales” inalterados. Por otro lado, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) son movilizados fácilmente durante la deformación y el metamorfismo. Por lo tanto, la interpretación geoquímica basada en estos elementos plantea muchas incertidumbres y puede ser fuente de errores en la interpretación. Sin embargo, resulta improbable que los relativamente altos Mg# obtenidos se atribuyan a procesos post-magmáticos, ya que la relación MgO/FeO ha sido demostrado que no cambia significativamente durante la alteración espilitica en el fondo oceánico (Humphris & Thompson, 1978) y los Mg# obtenidos deben por tanto reflejar los procesos ígneos primarios. También, muchos investigadores concluyen que los *high field strength elements* (HFSE: Nb, Ta, Y, Zr, Hf, TiO_2), el Th, los elementos de transición (Cr, Ni, V, Sc) y las tierras raras (*rare earth elements*; REE), resultan ser esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Ludden *et al.*, 1982). En este trabajo, por lo tanto, la clasificación de las rocas ígneas estudiadas, su asignación a determinadas series magmáticas, la interpretación petrogenética y el establecimiento de un posible entorno tectonomagmático de formación, están basadas en las variaciones de estos elementos.

Con el fin de caracterizar geoquímicamente los diferentes grupos de rocas se utilizaron diagramas extendidos de REE normalizados respecto al manto primordial (Sun & McDonough, 1989), que proporcionan un método para comparar estas rocas entre sí y respecto a otros tipos de rocas similares. Estos diagramas proporcionan también

información sobre los procesos petrogenéticos que han tenido lugar, ya que la concentración de elementos traza y REE (ordenados en un orden de incompatibilidad decreciente con respecto a la lherzolita) cambia de forma predecible durante los procesos de fusión y cristalización fraccionada.

La relación de muestras estudiadas de cada episodio, junto con algunos parámetros geoquímicos, están disponibles en los informes correspondientes (Escuder Viruete, 2004).

3.3.2. Fm. Ámina-Maimón

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

En un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), las rocas de la Fm. Ámina gradúan en composición entre basaltos andesíticos y andesitas subcalcinas, al igual que las rocas de la Fm. Maimón (Fig. 8). Consideradas en conjunto, las rocas metamórficas

estudiadas de la Fm. Ámina caen en el diagrama catiónico de elementos mayores de Jensen (1976) en el campo de las series toleíticas (Fig. 10). En este diagrama, las rocas metavolcánicas félsicas quedan incluidas en el campo de las riolitas toleíticas y las metavolcánicas básicas en el de las andesitas y los basaltos toleíticos ricos en Fe, graduando hacia las toleitas magnesianas, existiendo un salto composicional entre ambos grupos aunque se dispone de pocas muestras. También, un basalto picrítico cae en el campo de las komatiitas basálticas. Tanto las rocas básicas como las ácidas muestran una clara afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y de Barrett y MacLean (1999), observándose una muestra de afinidad calco-alcalina (MJ9122). En el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982), las rocas de la Fm. Ámina caen tanto en el campo de las toleitas de arco isla (IAT; relación Ti/V<20), como las rocas de la Fm. Maimón (con Ti/V próximo a la condrita), aunque una muestra (MJ9014) cae en el campo de los basaltos de fondo oceánico.

Las rocas ígneas de la Fm. Ámina fueron alteradas en momentos tardi- y post-emplazamiento, así como deformadas y metamorizadas, debiendo algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) deben haberse movilizado, por lo que es necesario tener precaución en las interpretaciones geoquímicas basadas en estos elementos. En la Fig. 9 se muestra la variación respecto al MgO (% en peso) de algunos óxidos y elementos traza seleccionados en la Fm. Ámina, comparándose además con la Fm. Maimón. Como se muestra en la figuras, los contenidos generalmente bajos en K₂O de las rocas de ambas formaciones son propios de las series magmáticas pobres en K. Los contenidos en TiO₂ son también bajos (<0,8%), aunque en un grupo de muestras oscila entre 1,0 y 1,2%. Con el descenso en el MgO aumenta el V, el TiO₂ y el Fe₂O_{3t} en las muestras menos fraccionadas, lo que sugiere una afinidad toleítica, aunque en las muestras más fraccionadas de rocas félsicas el TiO₂ y el Fe₂O_{3t} también decrecen. Estas pautas son en todo análogas a las de la Fm. Maimón (Fig. 9). Respecto a ciertos HFSE (Y, Zr) y elementos de transición (Cr, V), considerados inmóviles durante el metamorfismo (Pearce, 1975; Ludden *et al.*, 1982), se registra un aumento y un descenso con el descenso en el MgO, respectivamente, controlados por los procesos de fusión parcial y fraccionación. Sin embargo, la dispersión observada en los diagramas de variación del TiO₂, V, Zr, Y y Cr a similar MgO (Mg#), da cuenta de la presencia de rocas referibles a diferentes series magmáticas dentro de la Fm. Ámina. Por otro lado, en el diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 11), las rocas de la Fm. Ámina presentan contenidos generalmente altos en LIL (Sr, Rb y Ba), un empobrecimiento en HFSE y REE, alineados paralelamente a una relación roca/N-MORB entre 0,2 y 0,8, y anomalías negativas de Nb-Ta

muy marcadas en las rocas más fraccionadas y félsicas (metariolitas). Estas características son propias de magmas generados en zonas de subducción.

En base a los contenidos en TiO_2 y elementos traza, en la Fm. Ámina se han distinguido 4 tipos de rocas básico-intermedias más un tipo adicional de rocas félsicas. Estos tipos son: toleitas de arco isla (IAT) “normales”; toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; boninitas; rocas félsicas (metariolitas); y basaltos de afinidad calco-alcalina, entendiendo que probablemente existen composiciones transicionales entre ellos. Estos tipos quedan bien discriminados en los diagramas extendidos de REE (Fig. 12) y en los diagramas SiO_2 versus TiO_2 , $(\text{Zr}/\text{Sm})_N$ y $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Fig. 10), donde se han incluido también las series de rocas similares identificadas en la Fm. Maimón. La gran similitud geoquímica entre las diversas series de rocas observadas en la Fm. Maimón, la Fm. Ámina y la Fm. Los Ranchos, implica que las dos primeras formaciones son equivalentes y que constituyen además los equivalentes deformados y metamorfizados de la tercera.

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

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

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

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

moderados Mg#, sugiere una fuente mantélica más empobrecida que la de las IAT normales y un grado de fusión parcial más alto.

3.3.2.3. Boninitas

La presencia de rocas boninitas (FC9106, Hoja de Monción) refuerza la idea de que las rocas de la Fm. Ámina representen los estados más primitivos de formación de un arco isla intraoceánico. Este grupo incluye tipos composicionales con $\text{SiO}_2 > 53\%$, $\text{MgO} > 7-8\%$ y $\text{TiO}_2 < 0,5$, que caen dentro de la definición estricta de boninitas de Crawford (1989). Las boninitas presentan de forma característica los contenidos más bajos en HREE (0,8-1,2 x manto primitivo), al compararlas con las IAT menos fraccionadas de los grupos anteriores. Presentan un ligero enriquecimiento en LREE ($(\text{La/Yb})_N = 0,66$), HREE planas y anomalías positivas en Th y Zr-Hf ($(\text{Zr/Sm})_N = 1,4$), definiendo un patrón típico de las boninitas actuales. Composicionalmente son rocas similares a las boninitas pobres en Ca de Crawford (1989), presentando una baja relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ frente a las IAT pobres en Ti a similares grados de fraccionación. Boninitas de composición muy similar han sido también identificadas en la Fm. Maimón. La baja relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y muy bajos contenidos en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas. La muestra MJ9014, que presenta una distribución plana de REE, un ligero empobrecimiento en LREE y una ligera anomalía en Zr, debe estar también relacionada con las rocas boniniticas

3.3.2.4. Rocas félsicas (metariolitas):

Las rocas félsicas se clasifican como metariolitas, pudiéndose distinguir de las rocas calco-alcalinas por menores valores de la relación $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ ($< 0,1$) y Mg# (28-29). Las rocas félsicas son pobres en K_2O ($< 1,0\%$), Zr (74-88 ppm) y P_2O_5 ($< 0,05\%$) en comparación con las rocas ácidas calco-alcalinas típicas. En un diagrama extendido de REE presentan un ligero empobrecimiento en LREE, a diferencia del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas (Fig. 12). Presentan contenidos en HREE de entre 4 y 16 x manto primitivo, fuertes anomalías negativas de Nb y Ti, y una ligera anomalía positiva en Th, en todo análogos a los de las metavulcanitas ácidas de la Fm. Maimón. En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984) las metariolitas caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG; Fig. 8) como las rocas de la Fm. Maimón, consistente con la anomalía negativa en Nb característica de rocas de arco. Este grupo de rocas ácidas pobres en K_2O y ricas en SiO_2 son generalmente interpretadas como producto de la fusión parcial de rocas máficas, en oposición a

fraccionación (Defant & Drummond, 1990; Jenner y Swinden, 1993), que heredarían su signatura subductiva.

3.3.2.5. Basaltos de afinidad calcoalcalina

Los basaltos de afinidad calcoalcalina ha sido muestreado en el Cerro Pozo Negro de la Hoja de Martín García, donde la poca deformación ha preservado fenocristales ígneos de clinopiroxeno y hornblenda. El grupo está representado por rocas de composición basáltica, moderadamente fraccionadas ($Mg\#=50$). Se diferencian de las toleitas de arco por contenidos más altos en K_2O (1,8%), de la relación $CaO/CaO+Na_2O$ ($>0,5$) y de MgO , para un similar $Mg\#$. Caen dentro del campo calco-alcalino en el diagrama Yb *versus* Th (Barrett & MacLean, 1999) y presentan contenidos relativamente bajos en HFSE y REE (Fig. 11). En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo se caracterizan por un perfil de pendiente negativa, un marcado en riqueza en Th y LREE, y anomalías negativas en Nb y Ti (Fig. 12). Estas características son típicas de rocas calco-alcalinas relacionadas con subducción. Presentan contenidos bajos en TiO_2 ($<1,0\%$) y valores altos de $(La/Yb)_N=5,3$, para $(Zr/Sm)_N=0,75$ y HREE (8 x manto primitivo) definiendo una ligera pendiente negativa. Estas características sugieren la fusión de una fuente mantélica relativamente menos empobrecida que en los grupos anteriores, próxima a la de un N-MORB, donde los altos valores Nb/Yb y Zr/Yb sugieren una mayor componente subductiva.

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

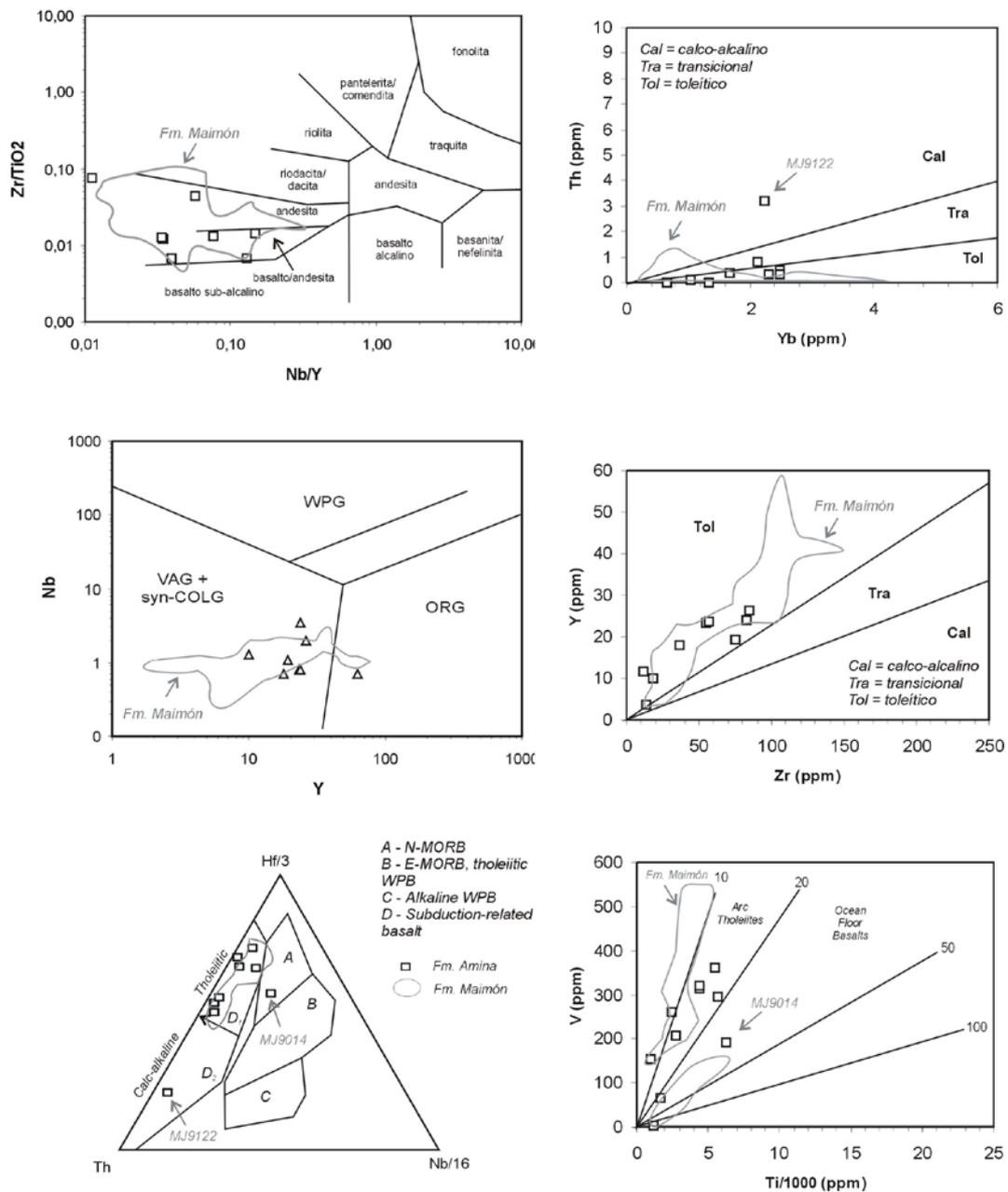


Fig. 8 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Ámina y rango composicional de la Fm. Maimón en los diagramas Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), Yb-Th y Zr-Y (Barrett & MacLean, 1999), Ti/1000-V de Shervais (1982), Y-Nb de discriminación de granitoides (Pearce *et al.*, 1984), y el diagrama triangular Hf/3-Th-Nb/16 de Wood (1980).

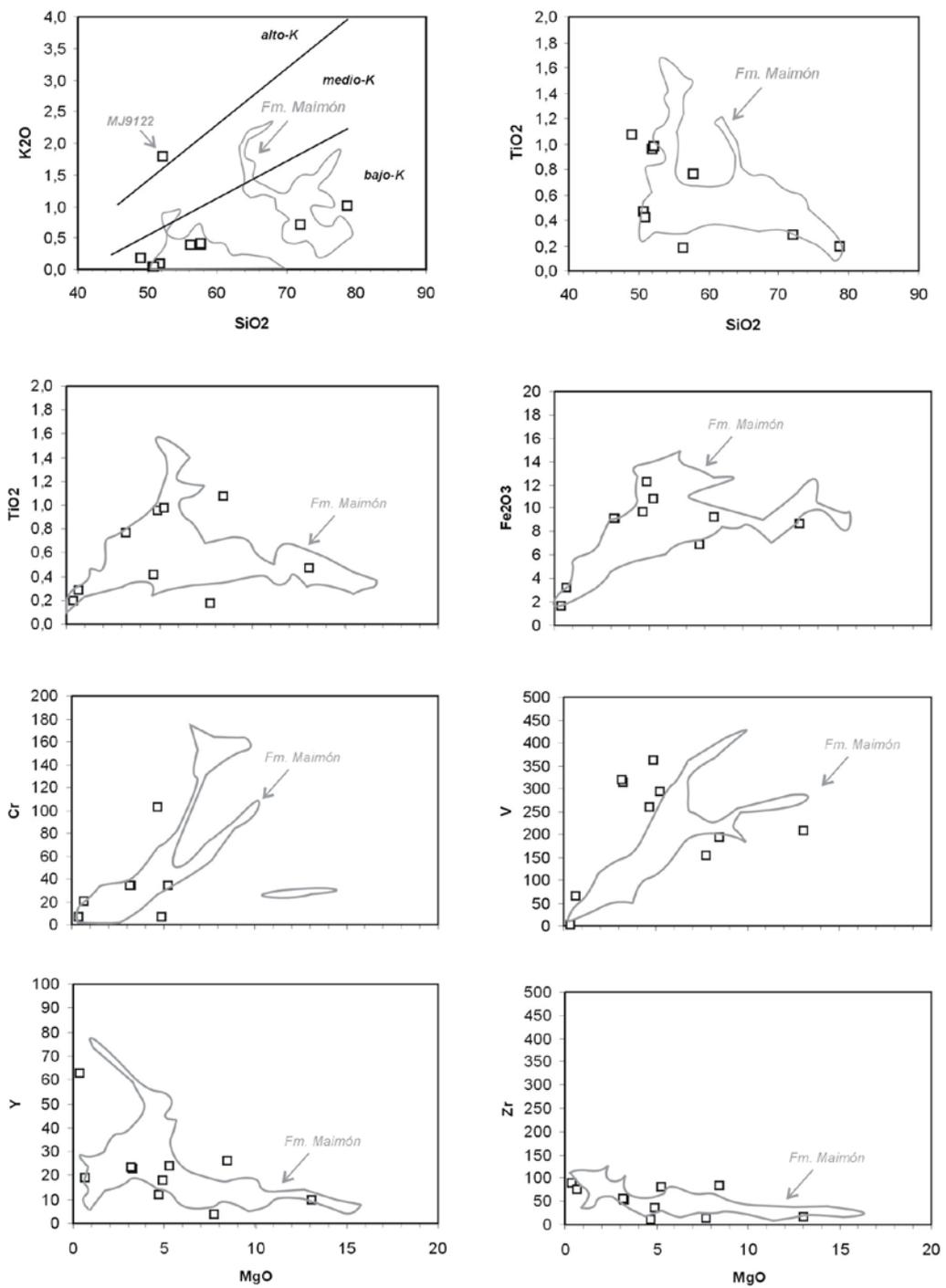


Fig. 9 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Ámina y rango composicional de la Fm. Maimón en diagramas binarios frente al SiO₂ y MgO.

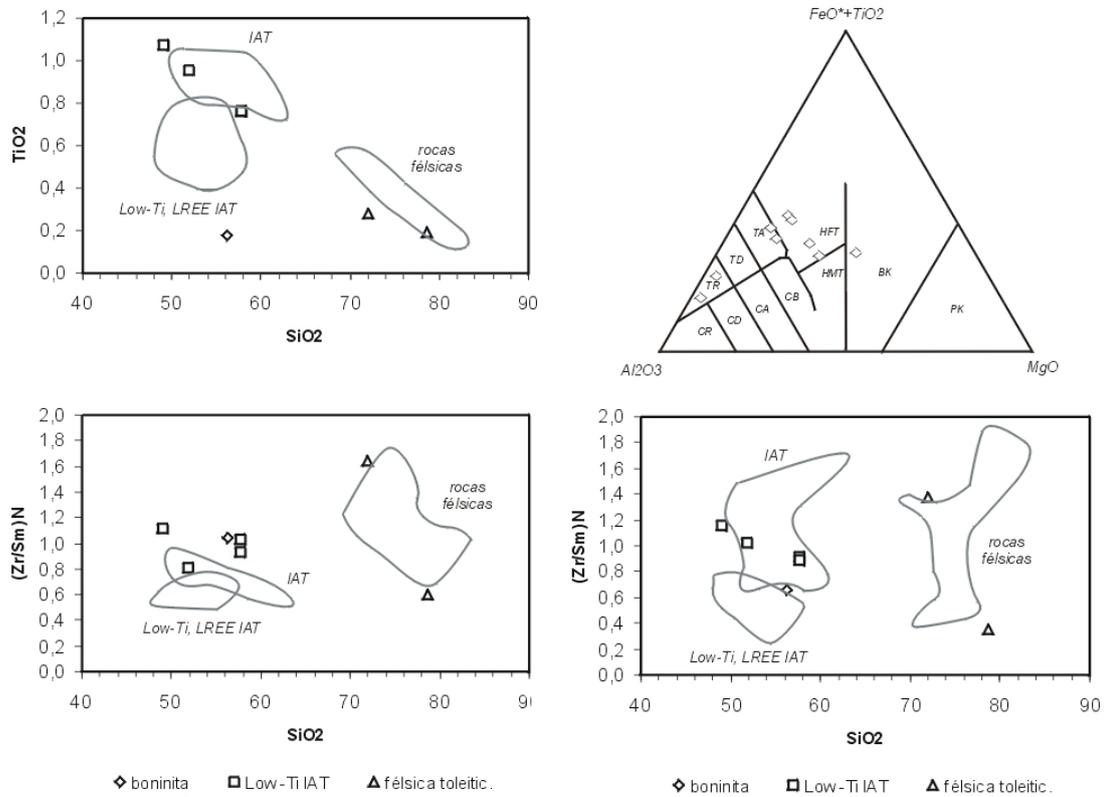


Fig. 10 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Ámina y rango composicional de la Fm. Maimón en los diagramas binarios SiO₂ versus TiO₂, (Zr/Sm)_N y (La/Yb)_N. Arriba derecha, diagrama catiónico FeO*+TiO₂-Al₂O₃-MgO de Jensen (1976).

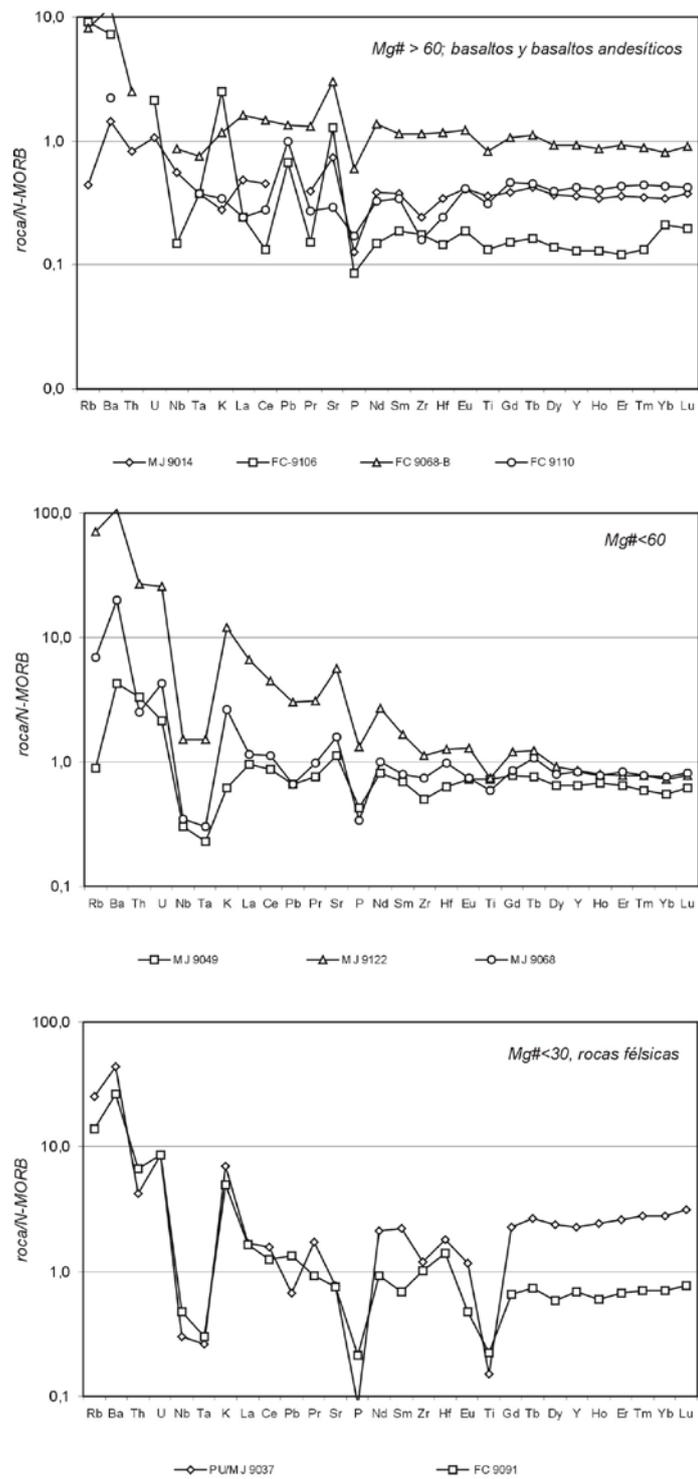


Fig. 11 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Ámina en diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB agrupados en función de rangos de Mg#.

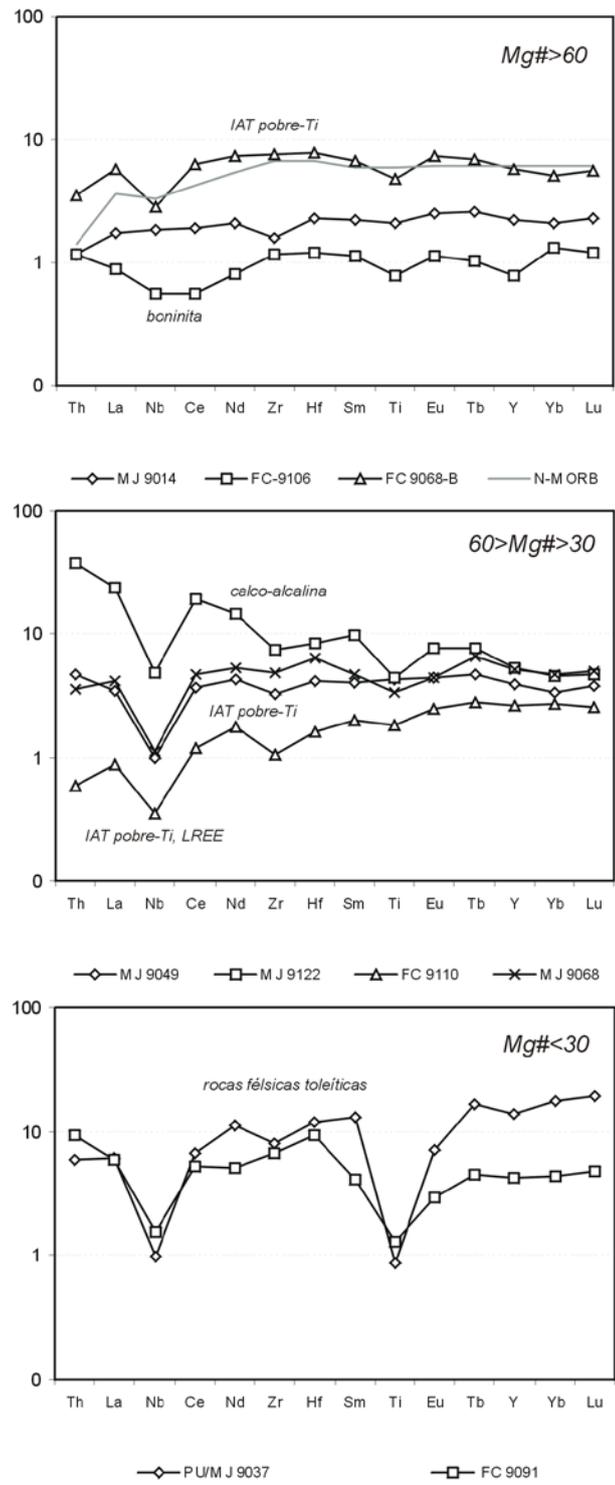


Fig. 12 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Ámina en los diagramas de REE extendidos agrupados en función del Mg#.

3.4. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar

3.4.1. Fm. Ámina-Maimón

La única formación magmatometamórfica de la Hoja de Martín García a datar por geocronología es la Fm. Ámina-Maimón. Los ensayos sobre las 4 muestras de esquistos verdes y metariolitas de la Fm. Ámina-Maimón en las Hojas de Martín García (MJ-9122; PU-9037) y Monción no han permitido constreñir la edad de esta formación debido a la ausencia o cantidad insuficiente de minerales datables.

4. TECTONICA

4.1. Contexto geodinámico de la isla La Española



Fig. 13 - Contexto geodinámico de la placa Caribe(según Draper & Gutierrez, 1997)

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Fig. 13). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991). o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico Superior ?)-Cretácico Inferior (Mann *et*

al. 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindell & Barrett, 1990, Pindell, 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento (del valle del Cibao, de la Cordillera Central, de la Cordillera Septentrional) de la isla de La Española (y, especialmente, en sus estadios finales, iniciales,) son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

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

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

En el Cretáceo Superior, en los terrenos situados al sur de la Falla de la Española, la subducción hacia el sur produce un importante magmatismo que da lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II, representado por la Fm. Tireo) y numerosas intrusiones gabro-diorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica, representada por la Fm. Siete Cabezas con una edad equivalente a la de la Meseta Caribeña (Lewis *et al.*, 2002). Las rocas ígneas del segundo arco volcánico ("Arco II") pertenecen a series toleíticas de arco primitivo pasando en el tiempo a series calco-alcalinas, típicas de un estadio más maduro, con gran espesor de la corteza.

El margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico ha pasado desde comportarse como una trasera de arco al comienzo del Eoceno, a constituir en la actualidad un margen activo con subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el arco de islas Circum-Caribeño (Burke *et al.*, 1978; Burke, 1988; Dolan *et al.*, 1991).

La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo, 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la

colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica de desgarre comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del surco del Caimán (Mann *et al.*, 1991 b) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con desgarres sinistros, principalmente, con apertura de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad. En cambio, en las Antillas Menores la actividad magmática continúa hasta la actualidad, debido a la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados (Pindell & Barret, 1990; Pindell, 1994)

El movimiento relativo hacia el este de la Placa Caribeña respecto a la Placa norteamericana, se acomoda en el margen septentrional de la isla de La Española por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos de desgarre sinistro, en la segunda (Dolan & Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998).

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

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

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

Este proceso termina al final del Cretácico Superior-Eoceno Inferior con la llegada a la zona de subducción y la consecuente colisión del margen continental norteamericano, representado por la Plataforma Carbonatada de Bahamas (Mann *et al.*, 1991). A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con

desgarres sinistros, principalmente, con apertura de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad.

4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La zona estudiada por el Proyecto K puede ser subdividida en varios dominios o unidades estructurales subparalelas (Fig. 4, Fig. 14 y Fig. 15), elongadas según una dirección ONO-ESE, que en parte recoge la subdivisión de la Isla de La Española propuesta por Mann et al. (1991). Los límites entre estos dominios estructurales están generalmente definidos por grandes zonas de fallas subverticales, de dirección general NO-SE a ONO-ESE y escala kilométrica, cuyo movimiento fue esencialmente transcurrente sinistro. Estas fallas coexisten con otras familias de fallas subverticales relacionadas, de dirección ENE-OSO a E-O e igual sentido de movimiento. La mayoría de estos desgarres se relacionan con la tectónica de desgarres que afectó a la totalidad de la isla de La Española a partir del Mioceno Superior (Mann *et al.*, 1991b, Mann *et al.*, 1995; Calais & Mercier de Lepinay, 1995; de Zoeten & Mann, 1999). Esta tectónica transpresiva neógena, que continúa en la actualidad, produjo el levantamiento de la Cordillera Central y su profunda erosión, así como un importante aporte de terrígenos que rellenan al norte la Cuenca del Cibao.

Enumerados de norte a sur, la zona estudiada por este Proyecto (Fig. 14) queda incluida en los dominios estructurales de Ámina-Maimón, Magua-Tavera, Cordillera Central y Cinturón de Trois Rivières-Peralta. Los tres primeros se corresponderían con el Cinturón Intermedio de Bowin (1966) y Palmer (1963).

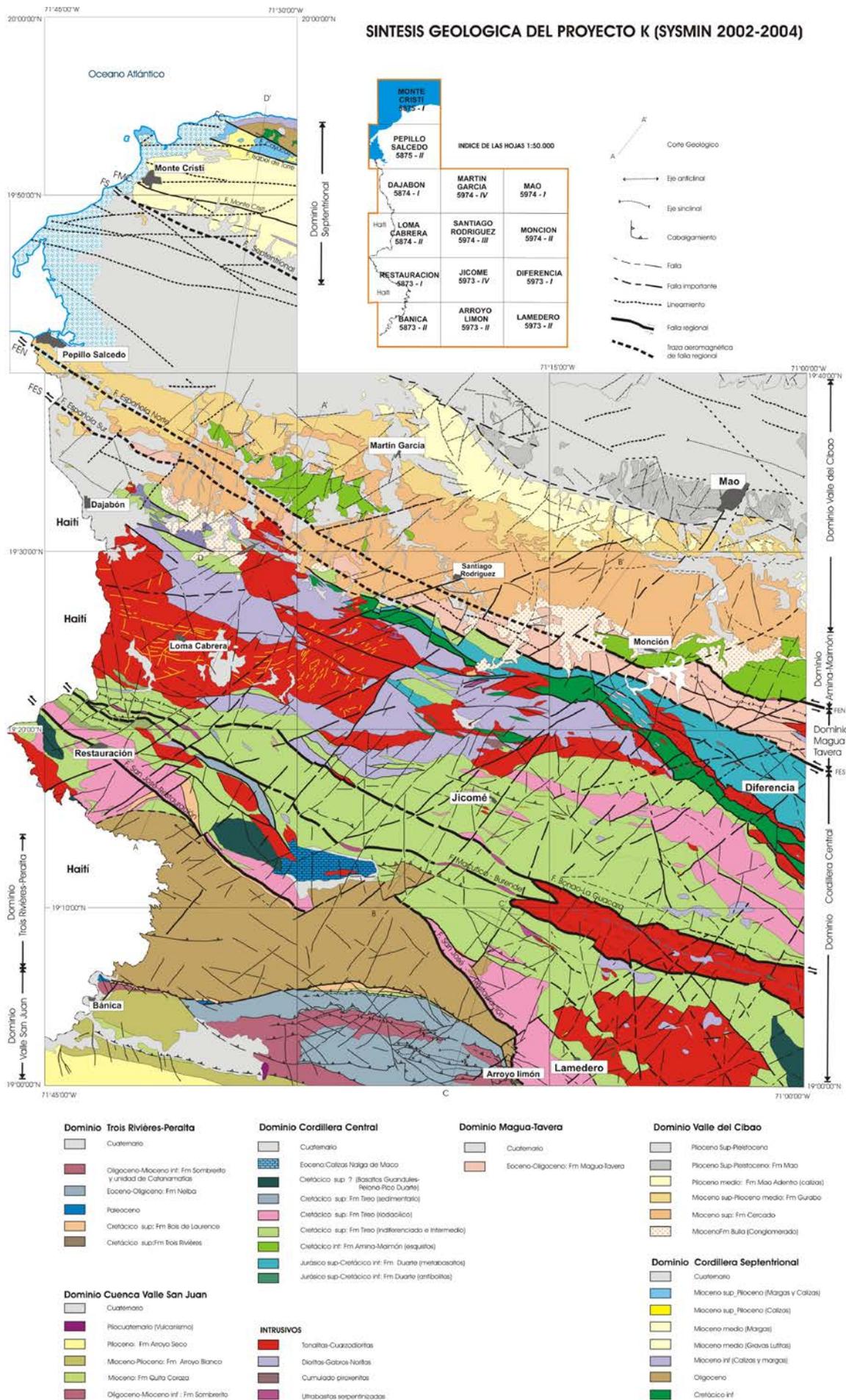


Fig. 14 - Síntesis geológica y tectónica del proyecto K con la situación de las 14 Hojas

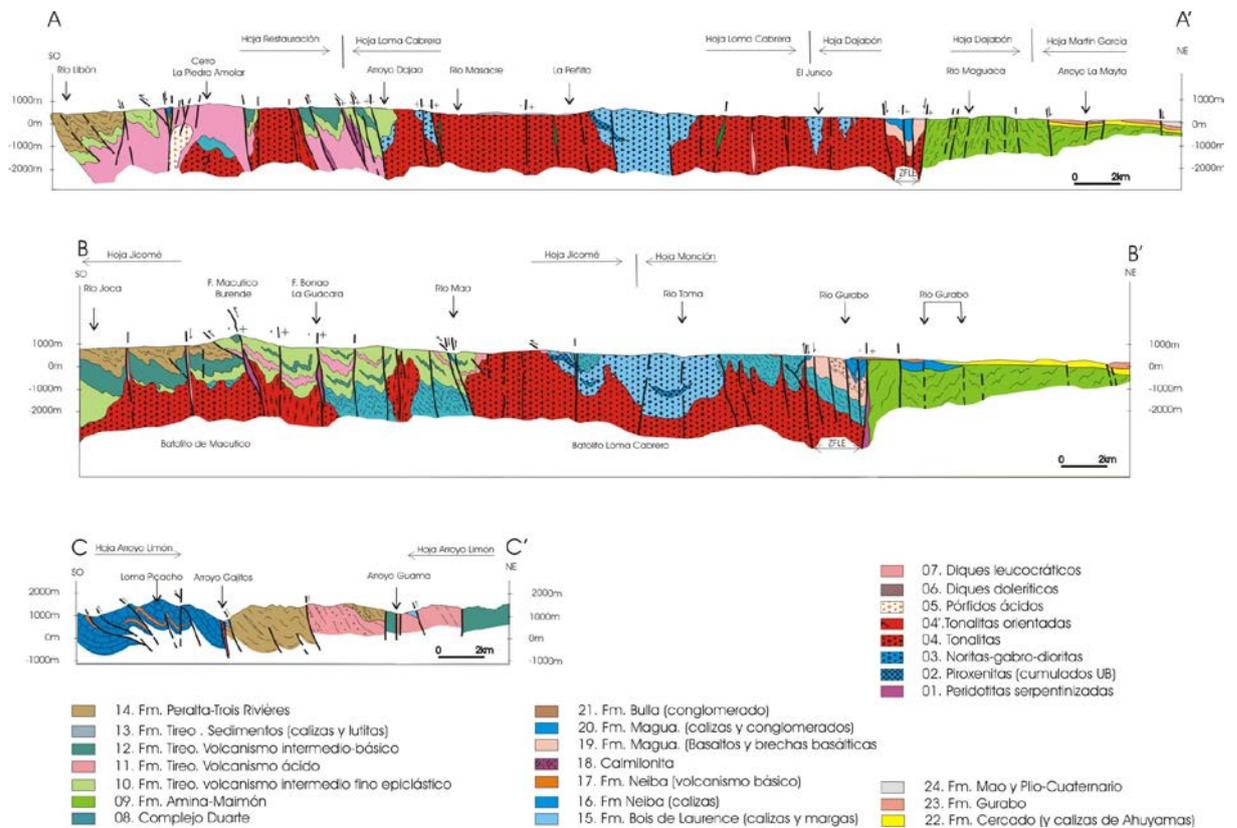


Fig. 15 – Cortes geológicos sintéticos de la zona del proyecto K

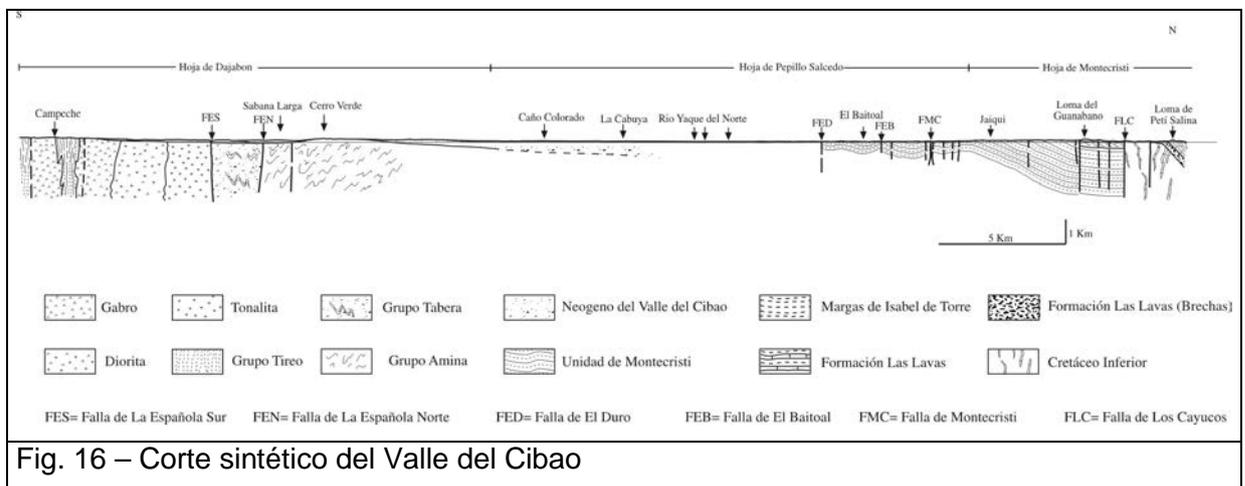


Fig. 16 – Corte sintético del Valle del Cibao

4.3. Estructura de la Hoja Martín García

La Hoja de Martín García abarca el dominio estructural de Ámina-Maimón al SO y la cuenca neógena del Cibao al NE. En la parte meridional existe una pequeña exposición de pelitas calcareas pertenecientes al Dominio Magua-Tavera. Este dominio se extiende a lo largo de la Falla de La Española debajo de la cobertura sedimentaria del Dominio del Valle del Cibao en el extremo suroeste de la Hoja.

4.3.1. Dominio de Ámina-Maimón: Fm. Ámina-Maimón

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

En la esquina SO de la Hoja de Martín García, sector Sta Lucía – La Barrera, el borde norte de la Zona de Falla de la española está cubierto por los sedimentos terciario-cuaternarios, pero su traza es muy nítida en las imágenes aeromagnéticas (Fig. 6). Un poco más al oeste, en la Hoja de Dajabón, sector La Gora-El Llano, la Zona de Falla de la Española, pone en contacto la Fm. Magua, al sur del río Maguaca, y la Fm. Ámina-Maimón al norte.

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

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

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

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

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

4.3.1.1. Fábricas y estructuras sinmetamórficas

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

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

corte entre algunas láminas, que establecen la formación de los cabalgamientos dúctiles en los flancos inversos de los antifformes tumbados.



Foto 62: Pliegue con eje curvo, subhorizontal (zona de cizalla en esquistos verdes ácidos-metariolitas): (14MJ9019e: Lat: 19,55085; Long: -71,48528)



Foto 63: Pliegue tipo kink (en esquistos verdes ácidos-metariolitas): eje: N150°E-15°SE; plano axial: N135°E-70°SO (14MJ9019d: Lat: 19,55085; Long: -71,48528)



Foto 64: Veta de cuarzo plegada y boudinada, con óxido de hierro, en las metariolitas (14MJ9022: Lat: 19,55408; Long: -71,48501)



Foto 65: Pliegue con eje subhorizontal en las metariolitas: Eje: 0°-7°N; plano axial: N5°E-55°O (14MJ9021: Lat: 19,55413; Long: -71,48572)

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

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

La no-coaxialidad de la deformación D1 está indicada por la existencia de fábricas S-C en zonas de cizalla mesoscópicas anastomosadas, boudinage asimétrico de la foliación (Hanmer & Passchier, 1991) y la asimetría de las sombras de presión en torno a los porfiroclastos de clinopiroxeno ígneo relictivo, feldespatos y cuarzo.



Foto 66: Pliegue en los esquistos verdes ácidos: eje: N10°E-55°SO; plano axial: N10°E-80°E - (14MJ9008: Lat: 19,53812; Long: -71,49024)

Foto 67: Deformación dúctil en los esquistos verdes, con alteración hidrotermal (cuarzo, clorita oscura, epidota). (14MJ9179: Lat: 19,55873; Long: -71,493)

En toda el área estudiada, la asimetría de todas estas mesoestructuras indica un uniforme sentido de cizalla de techo hacia el N y NE, paralelo a la lineación de estiramiento mineral Lm. La deformación D1 también produce un intenso plegamiento recumbente isoclinal e intrafoliar de vergencia al N y NE, cuyos ejes de pliegues son subparalelos a la lineación de estiramiento Lm. La asimetría observada en pliegues de escala métrica-decimétrica y el cizallamiento con pérdida de continuidad en los flancos inversos, es consistente a escala regional e indicativa de un cizallamiento inverso de techo hacia el N y NO. En algunas zonas, durante el cizallamiento dúctil D1 se forman abundantes venas centimétricas y decimétricas de epidota y cuarzo, observándose en ocasiones éstas mineralizadas con sulfuros de Cu. Estas venas inicialmente son oblicuas a la S1 cortándolas a un ángulo medio o alto, pero con la deformación progresiva resultan plegadas isoclinalmente y cizalladas en los flancos, rotando hasta alcanzar el paralelismo con la S1. La asimetría de las zonas de charnela aisladas de las venas y del boudinage asimétrico, define igualmente un sentido de cizallamiento de techo hacia el N y NO durante D1.

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

Consideradas en conjunto, las características de la deformación en el dominio Ámina-Maimón indican que la D1 consistió en una etapa de deformación heterogénea asociada a un cizallamiento dúctil regional dirigido al N y NO. El cizallamiento produjo el apilamiento de numerosas láminas cabalgantes de buzamiento hacia el S y SO y escala kilométrica, junto a la imbricación dúctil de los dos tipos composicionales de protolitos. Aunque la intensidad de la deformación es bastante similar en toda el área estudiada, la abundancia de fábricas miloníticas y filoníticas es generalmente mayor hacia el S y SO, es decir, hacia los niveles estructurales más altos de la secuencia estructural. Sin embargo, en los niveles estructurales más altos del dominio la foliación S1 aparece cortada a bajo ángulo y verticalizada por el borde norte de la Zona de Cizalla de La Española. Se desconoce la edad de la deformación D1. No obstante, la total ausencia de manifestaciones filonianas o de un magmatismo de arco contemporáneos a la deformación, junto con la edad de la Fm. Magua y cenozoica de la cobertera, sugieren que tuvo lugar en el Cretácico Superior. Una deformación por cizalla dúctil muy similar es la que afecta a la Fm. Maimón presente en el área de Bonao, que resulta litológica y geoquímicamente equivalente (Draper y Lewis, 1991; Draper et al., 1996).

4.3.2. **Dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española**

El dominio de Magua-Tavera está inmerso en la Zona de Falla de La Española. Esta falla cortical atraviesa la Isla de La Española siguiendo una dirección ONO-ESE y presenta un movimiento general transcurrente senestro. Como la Falla Septentrional, está relacionada con el movimiento relativo de las placas norte Americana y Caribeña (de Zoeten & Mann, 1991). Este movimiento de la Zona de Falla de La Española produce, en el sector NO de la Cordillera Central, la formación, relleno y deformación de las cuencas de Magua-Tavera y San José de Las Matas, interpretadas como cuencas de *pull-apart* (Coleman & Winslow, 2002). La cuenca de San José de Las Matas presenta una longitud de unos 80 km y una anchura de 3 a 7 km, incluyéndose geográficamente en las Hojas de San José de Las Matas y Monción. El relleno de la cuenca ha sido controlado tectónicamente por las Fallas de Inoa y Ámina, que limitan espacialmente la Zona de Falla de La Española. El relleno corresponde a los conglomerados, areniscas y lutitas del Grupo Tavera de edad Paleoceno-Eoceno. Deformaciones transpresivas más tardías asociadas a la Zona de Falla de La Española producen la reactivación de las fallas que limitan la cuenca y el plegamiento del Grupo Tavera. Desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad, los movimientos transpresivos

producen el levantamiento de la Cordillera Central, la sedimentación de los conglomerados de la Fm. Bulla y Cercado, y el aporte terrígeno que rellena la Cuenca neógena del Cibao.

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

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

filonítica. En un gran número de casos, el sentido de cizalla obtenido, paralelo a la Lm de estiramiento subhorizontal, es senestro, es decir, el bloque NE dirigido hacia el NO.

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

4.3.3. Dominio del Valle del Cibao - Tectónica y evolución tectonosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario

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

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

La máxima profundización de la cuenca, dentro de la Fm. Cercado, se produciría en su tercio superior, tras la cual tiene lugar una relativa somerización, especialmente importante al este del accidente Cana- Gurabo, que da lugar al depósito de las calizas de Ahuyamas y culmina con una discontinuidad que provoca su erosión al este de dicho accidente durante la parte alta del Mioceno Superior. En el Mioceno terminal tiene lugar una nueva profundización de la cuenca que posibilita el depósito de la Fm. Gurabo. Aunque las evidencias de campo indicativas de actividad tectónica sinsedimentaria son escasas (algunos "slumps" y depósitos de "debris flow" en la sección del río Gurabo) el accidente de Cana-Gurabo sigue controlando la sedimentación y estructuración de la cuenca tal como pone de manifiesto la distribución de facies y potencias. Si bien el cambio de potencia puede a primera vista parecer pequeño, hay que tener en cuenta la muy diferente tasa de compactación de los materiales a un lado y otro del accidente, presentando las margas hemipelágicas, dominantes hacia el este, una tasa de compactación, y por tanto una potencia original, mucho mayor. En la parte final del Plioceno Inferior tiene lugar una nueva caída relativa del nivel del mar que da lugar a discontinuidad basal de la Fm. Mao Adentro y al depósito de los miembros de las Caobas. Esta caída relativa no parece afectar a los materiales situados al este del Accidente Cana-Gurabo, lo que indicaría que, o bien su origen es puramente tectónico, con elevación relativa de el bloque oeste, o bien se trata de un fenómeno eustático de baja intensidad que en el bloque este ha sido totalmente compensado por la tasa de subsidencia tectónica. Durante el depósito de la Fm. Mao Adentro la estructuración E-O de la cuenca se mantiene en líneas generales tal como indica la distribución de facies, si bien en las proximidades del límite Plioceno Inferior Medio parece iniciarse una tendencia al cambio de estructuración de la cuenca, al menos en las proximidades de la falla de Mao, con desarrollo de canales y clinofomas dirigidas hacia el Norte.

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

N150°E, y alcanzando la llanura del Yaque donde es cortada por otra falla de dirección aproximada N110°E.

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

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

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

- Un sistema de dirección aproximada N120°E, coincidente con la dirección de las principales fallas de desgarre en el “zócalo”, de las que probablemente representa un rejuego tardío.

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

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Martín García se halla entre la Cordillera Central y la Cordillera Septentrional,. Presenta dos mitades bien diferenciadas: la mitad norte, de relieves llanos y poco elevados, dominada por la depresión del río Yaque del norte; y la mitad meridional correspondiendo a las estribaciones marginales al norte de la Cordillera Central y los relieves suaves de los metavulcanitas de La Fm. Ámina-Maimón.

5.2. Análisis geomorfológico

5.2.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja aparecen las siguientes unidades morfoestructurales de rango mayor: el Valle del Cibao o del Yaque y las estribaciones septentrionales de la Cordillera Central.

Las dos grandes unidades, Valle del Yaque y Cordillera Central aparecen bien compartimentadas gracias a la estructura de la Loma de Zamba, un relieve estructural desarrollado a favor de las calizas pliocenas de la Fm. Mao Adentro.

5.2.1.1. Formas estructurales

Las formas estructurales tienen una importancia morfogenética notable en la Hoja de Martín García. La estructura de Loma de Zamba separa el Valle del Yaque de los materiales de las estribaciones septentrionales de la Cordillera Central; cruza la Hoja describiendo en planta un trazo levemente arqueado presentando diversas formas estructurales. El contacto entre el Valle del Yaque estricto y la Loma de Zamba viene marcado por una *flexión monoclinal*.

Las *superficies estructurales* aparecen ampliamente desarrolladas en relación con esta estructura, preferentemente en su zona alta, y están definidas por la existencia de superficies regulares controladas por la existencia en el subsuelo de una capa dura, competente, en este caso calizas. En ocasiones la caliza llega a aflorar aunque es más frecuente que exista un recubrimiento edáfico o restos de capas menos competentes sobreimpuestas.

Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos mostrando *escarpes estructurales* más o menos importantes. Estos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma pudiendo aparecer de forma individualizada. En la cartografía se han diferenciado atendiendo a su tamaño.

En estribaciones septentrionales de la Cordillera Central aparecen diversas morfologías relacionadas con el trazado de fallas, algunas con expresión morfológica clara. Corresponden a *fallas normales* y desgarres cuya longitud puede superar 10 km; algunos de éstos parecen responder al rejuego de fallas inversas. En ocasiones, la presencia de rasgos morfológicos parece estar condicionada por una falla, sin que se tenga la total certeza de su existencia; en otras, las fallas parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos, habiéndose representado en ambos casos como *fallas supuestas*.

5.2.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como los relieves estructurales de la Loma de Zamba y la llanura aluvial del río Yaque del norte tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado del límite septentrional de la Cordillera es el producto de la destrucción de los relieves de dicha cordillera con diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y poligénico.

En el caso de la llanura aluvial del río Yaque del norte, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica arranca con los procesos de sedimentación y acumulación de los materiales procedentes de las Cordilleras Central y Septentrional, iniciados entrado el Cenozoico, en el Valle del Cibao.

5.2.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de los relieves de la Fm. Ámina-Maimón, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su

permanente evolución. Las más frecuentes son los *coluviones*, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial

5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la de la llanura aluvial del río Yaque del norte, donde destaca la extensión de los cinturones de meandros, sin olvidar la orla de glacia, abanicos y conos de deyección que se disponen al pie de los relieves. La mayor variedad de depósitos fluviales se encuentra en el valle del río Yaque del norte, en cuya llanura aluvial se han diferenciado: *llanura de inundación, cauces y meandros abandonados*.

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

Se han identificado niveles de *terrazas*, en el río Guayubin. Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de *incisión lineal* y *aristas divisorias*.

5.2.2.3. Formas lacustres y endorreicas

Se hallan representadas únicamente por pequeñas *lagunas*

5.2.2.4. Formas poligénicas

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y sedimentación, este es el caso de los piedemontes situados al norte de la Loma de Zamba. Por tanto las morfologías que se generan en los pedimentos pueden ser de carácter erosivo o mixto como los *glacia* o claramente deposicional como los *abanicos aluviales*.

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

5.2.2.5. Formas por meteorización química

Se encuentran relacionadas principalmente con la intensa carstificación que afecta a los materiales carbonatados aflorantes en la Loma de Zamba. Puede considerarse que esta zona ha sido sujeta a aplanamiento cárstico y constituye una *superficie de corrosión*. Dichas áreas se manifiestan como un *campo de lapiaz*, con abundantes formas de disolución de pequeña escala; localmente, los niveles carbonatados señalados se encuentran fuertemente brechificados, sin que pueda evaluarse la posible influencia de la carstificación en su génesis. También aparecen representadas las *dolinas* en las zonas más elevadas como formas redondeadas o elipsoidales cuyo eje mayor posee dimensiones de orden hectométrico.

5.2.2.6. Formas antrópicas

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

plasmadas en la base topográfica (núcleos urbanos, viales, ferrocarriles y otros elementos planimétricos).

5.3. Formaciones superficiales

Las formaciones superficiales son conjuntos litoestratigráficos formados por materiales frecuentemente no coherentes o secundariamente consolidados, relacionados con la evolución reciente del relieve, y con un espesor máximo de orden decamétrico y edad cuaternaria o pliocuaternaria. Estas formaciones pueden ser cartografiadas y ser definidas atendiendo a atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología.

A continuación se relacionan las unidades cartografiadas y sus principales características.

5.3.1. Formaciones gravitacionales

5.3.1.1. Cantos, arenas y lutitas. Coluviones. Holoceno

En general se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa, excepto cuando ya están rodados en el área fuente. La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de sustrato de cada zona. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno. Aparecen en las vertientes de la zona oriental de la Loma de Zamba y al pie de los escarpes formados en superficies estructurales calizas. En ocasiones estos materiales gradan distalmente a depósitos de glacia moderno.

5.3.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

5.3.2.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas medias y abanicos aluviales antiguos. Pleistoceno-Holoceno.

Aparecen orlando los cursos fluviales de los ríos Yaque del norte, Cana y Guayubín. Presentan cotas entre los +10 y +40 m sobre los cursos actuales. En el río Guayubín se han identificado subniveles en diversos puntos. La litología del depósito de estos niveles varía de base a techo. La base del depósito siempre es erosiva, un tanto irregular sobre el sustrato y está formada por gravas polimícticas, de cantos redondeados con tamaño de canto que oscila entre guijarro y bloque. La matriz es arenosa de granulometrías gruesas. La composición de los cantos, dependiendo del área fuente, incluye rocas de diverso origen pudiendo incluir rocas ígneas y metamórficas procedentes de la Cordillera Central, y rocas

sedimentarias procedentes de los relieves estructurales de Loma de Zamba y su orla. Sobre estos materiales es habitual encontrar arenas, con estratificación cruzada y por encima de estas, suelos edáficos que pueden incluir horizontes de acumulación de carbonatos formando niveles de caliche. Los cortes disponibles permiten determinar que el espesor del conjunto, si bien es variable, es de orden métrico a decamétrico.

5.3.2.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas bajas, abanicos y conos de deyección modernos Holoceno

Los abanicos aluviales se desarrolla en la vertiente norte de Loma de Zamba, en la desembocadura de torrentes de escaso recorrido. Mención aparte, por su mayor extensión, merece el formado en la desembocadura del río Cana. Estos abanicos gradan lateral y distalmente a depósitos de terraza baja o conectan con la llanura aluvial a través de un escarpe.

5.3.2.3. Arenas y limos. Llanuras de inundación, barra actual y depósitos de fondo de valle, Holoceno

Los depósitos de barra actual se han cartografiado únicamente, por razones de escala en el río Yaque del norte.

El río Yaque del norte presenta una amplia llanura de inundación en su recorrido por la Hoja de Martín García. El aspecto esta llanura es el de una banda de anchura polikilométrica, constituida por limos entre los que se intercalan niveles de arenas. En su seno se reconocen estrechas bandas alargadas serpenteantes temporalmente inundadas, correspondientes a cauces y meandros abandonados, que muestran un cierto contenido lutítico. Su espesor es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, pero se estima que es de orden métrico a decamétrico.

El río Guayubín desarrolla asimismo llanuras de inundación de reducidas dimensiones en los tramos más bajos de su curso.

Los depósitos de fondo de valle pueden reconocerse en numerosos cursos fluviales menores, pero la escala de trabajo solo ha permitido la representación cartográfica de los más representativos. Se incluyen en esta unidad sedimentos de origen fluvial aflorantes a distinta cota sobre el lecho actual del río, pero adyacentes al mismo. Se incluyen en el Holoceno.

5.3.3. Formaciones poligénicas

5.3.3.1. Limolitas, lutitas y conglomerados. Glacis antiguo. Pleistoceno-Holoceno.

En la vertiente septentrional de Loma de Zamba, se localiza a pie del escarpe originado por la flexión monoclinial existente, un glacis antiguo como continuidad lateral a lo largo de 25 km. La máxima extensión frontal se conserva en la transversal situada al este del río Cana, con casi siete km de longitud.

Estas formaciones superficiales cubren extensas áreas con suave pendiente, salpicadas por frecuentes resaltes rocosos de sustrato total o parcialmente rodeados por la formación superficial. Su clasificación resulta compleja en función de la gran variabilidad de tamaños y combinación de procesos sedimentarios. En general, en las zonas más proximales, dominan los materiales gruesos y angulosos de evolución coluvial o gravitacional pudiendo haberse formado por coalescencia de conos de deyección cercanos entre sí, pasando, en las zonas medias y distales, a materiales más finos y rodados de ambiente aluvial o incluso fluvial. Los de mayor extensión están situados en zonas donde la menor resistencia a la erosión de los materiales del sustrato ha permitido la excavación. Los más antiguos ocupan posiciones colgadas pudiéndose considerar plataformas residuales.

La composición litológica es variada. En el sector del piedemonte de la Loma de Zamba los cantos son carbonatados y el carbonato también es abundante en la matriz, con espesores de depósito entre 1 y 3 m con tamaños de canto centimétrico a decimétricos.

5.3.3.2. Limolitas, lutitas y conglomerados. Depósitos mixtos aluviales, coluviales. Glacis moderno. Holoceno.

Diversos niveles de glacis se localizan dispersos en toda la Hoja. Se trata por lo general de glacis desarrollados en la base de relieves estructurales.

Los depósitos mixtos de origen aluvial-coluvial recubren vertientes menos regularizadas que los glacis antiguos. Se trata de depósitos con una extensión generalmente inferior a la de estos. Pueden situarse en el fondo de valles amplios y suaves recubriendo ambas vertientes o en vertientes onduladas formando depósitos discontinuos. En ocasiones, puede considerarse estos depósitos como la suma de pequeños glacis adyacentes no representados como tales por cuestiones de escala.

En ambos tipos de depósitos la litología es muy similar presentando facies de gravas de origen local, con granulometrías centimétricas, morfologías subangulosas que denotan poco transporte, alternando con facies más finas. Los rellenos son multiepisódicos y con arquitecturas internas caóticas con bases erosivas y heterometrías muy marcadas.

5.3.4. Formaciones antrópicas

Corresponden a la pequeña presa de los Amaceyes en el borde occidental de la Hoja y su embalse a la cota máxima.

5.4. Evolución e historia geomorfológica

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

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao entre la Cordillera Septentrional y el piedemonte de la Cordillera Central. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con sus aportes sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao, especialmente representado por la llanura aluvial del río Yaque del norte.

Los márgenes septentrionales de la Cordillera Central muestran diversas superficies de erosión que afectan amplias zonas de la mitad meridional de la Hoja. Existe una cierta variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos por lo que no puede afirmarse a ciencia cierta que se trate de una única superficie. A pesar de todo la superficie de erosión del alto del Roblito, una de las mejor conservadas, puede datarse entre el oligoceno y el mioceno ya que bisela conglomerados de la formación Inoa y está fosilizada por los conglomerados de Bulla. Esta disposición es observable en otras localidades situadas más al oeste. Dicha superficie, una vez exhumada, sirvió de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial actual, con toda probabilidad a lo largo de todo el Cuaternario. No se conoce con precisión la fecha de inicio de esta incisión aunque es, sin duda, posterior a la deposición la serie neógena; momento que debe situarse, atendiendo a la edad de las calizas arrecifales de Loma de Zamba, a finales del Plioceno.

Es evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad con excepción del Valle del Yaque. Durante este periodo se generan los relieves estructurales por erosión diferencial de la serie neógena, como es el caso del grupo de plataformas estructurales de Loma de Zamba, entre las más significativas. A partir de este momento, la

evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa, pero muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar. En aquélla, el encajamiento ha sido simultáneo con la argilización de los materiales volcánicos y sedimentarios, la arenización de los cuerpos intrusivos, el retroceso de las vertientes con desarrollo de coluvionamientos y de movimientos en masa, así como con cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos.

Durante el lapso de tiempo entre el inicio de la incisión y la actualidad pueden reconocerse diversas etapas generalizadas de acreción y erosión, un mínimo de dos principales, tal como demuestran los diferentes niveles de terrazas, glacis y abanicos que pueden reconocerse. Estas características se pierden en el Valle del Yaque estricto donde la llanura aluvial denota un proceso de acumulación de materiales que podría remontarse a inicios del pleistoceno y desarrollarse ampliamente durante el holoceno.

6. HISTORIA GEOLOGICA

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

La Hoja de Martín García cubre principalmente los dominios de Ámina-Maimón y Valle del Cibao. El dominio Magua-Tavera aflora poco, pero existe debajo de la cobertera sedimentaria en el sector suroeste de la Hoja. Dado que los límites de estos dominios superan a los de la Hoja, se hará referencia a las Hojas adyacentes, principalmente las que constituyen los cuadrantes (1/100.000) de Mao, Dajabón y Restauración, los 3 realizados durante este proyecto.

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

- La historia ante Cretácico Superior, encontrada en el C. Duarte y la Fm. Ámina-Maimón,
- La historia Cretácico Superior con el desarrollo de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central,
- La historia post arco Cretácico Superior bien registrada por los dominios de Magua y Valle del Cibao.

6.1. La historia pre-Cretácico Superior

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

6.2. El arco insular del Cretácico Superior

La Hoja de Martín García intercepta el corredor de la Falla de La Española en el sector suroeste y no abarca el dominio de la Cordillera Central, ubicado exclusivamente al sur de dicha falla.

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

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

Desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad, los movimientos transpresivos producen el levantamiento de la Cordillera Central y el depósito de los sedimentos de la Cuenca neógena del Cibao.

Tanto en esta Hoja como en las adyacentes hay una aparente falta de registro, al norte de la Falla de La Española, que abarca desde el Cretácico Inferior hasta la parte alta del Paleoceno, pero en la Hoja de Dajabón se han encontrado, en la Fm. Magua, olistolitos de calizas con radiolítidos del Cretácico Superior. Dado que en las unidades situadas al sur no parecen haberse depositado sedimentos de plataforma carbonatada en esta edad, parece bastante probable que durante el Cretácico Superior se haya depositado sobre la Fm. Ámina-Maimón una plataforma carbonatada con carácter, al menos en parte, arrecifal. Durante el intervalo Paleoceno Superior-Oligoceno Inferior tendría lugar la actuación del gran desgarre senestro (Falla de la Española), que va a poner en contacto la Fm. Ámina-Maimón con los materiales de la Cordillera Central.

En algún momento del Oligoceno, tras haber cesado el movimiento de la Falla de la Española, tiene lugar la elevación definitiva de la Cordillera Central en un régimen transpresivo con deformación avanzando en el tiempo, hacia el sur, borde en el cual va a dar lugar, algo más tarde, a la formación, ya en el Oligoceno Superior, de depósitos sintectónicos. El margen norte de la Cordillera como consecuencia de la elevación se va a ver incidido por una red fluvial que, con sentido sur-norte, va a excavar los valles en los cuales se depositaran posteriormente los conglomerados de la Fm. Bulla. El depósito de esta formación tiene lugar durante un ascenso relativo del nivel del mar, que va a provocar el relleno de los valles previamente excavados, probablemente de forma simultánea con la formación de los depósitos sintectónicos del borde sur de la Cordillera. Este ascenso tecto-eustático culmina con el depósito de la Caliza de Monción en la Hoja homónima, y tras él se produce una caída relativa del nivel del mar que da lugar a una discontinuidad asociada a una erosión parcial de los conglomerados de la Fm. Bulla cuyos cantos más resistentes se encuentran redepositados en los niveles conglomeráticos de miembro medio de la Formación Cercado. De lo observado alrededor de las ventanas de "zocalo" en la Hoja Martín García estas ventanas estuvieron emergidas al principio del Mioceno Superior con depósitos detríticos muy proximales en facies carbonatadas

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

se produce una estabilización del nivel relativo del mar durante la cual se depositan las Calizas de Ahuyamas.

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

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

Una caída del nivel relativo del mar en la parte media-alta del Plioceno Inferior da lugar a la discontinuidad existente a muro de la Fm. Mao al oeste de la Hoja de Mao y al depósito de las areniscas y margas de las Caobas, en las Hojas de Mao y Martín García. Esta caída del nivel es totalmente compensada por la subsidencia al oeste del accidente Cana-Gurabo, donde el ascenso relativo, iniciado con el depósito de la Fm. Cercado, continua hasta alcanzar su máximo en las proximidades del límite Plioceno Inferior-Medio. Este momento coincide por una parte con el desarrollo de facies arrecifales al oeste del accidente Cana-Gurabo, y por otro con el inicio de un nuevo cambio en la estructuración de la cuenca a favor de la Falla de Mao. En este momento parece iniciarse una nueva estructuración de la cuenca en sentido sur-norte, de modo que al este del accidente Cana-Gurabo las calizas recifales de Mao Adentro progradan tanto hacia el este como al norte. Este cambio de estructuración se completa en algún momento del Plioceno Medio dando lugar al depósito, al norte de la Falla de Mao, de las facies de talud, con marcado carácter sintectónico extensional, en dirección norte dentro de la Hoja de Santiago Rodríguez, de la Fm. Mao. Aunque no se han conservado sedimentos coetáneos al sur de dicha falla es de suponer que se habrían depositado facies marinas someras, con carácter al menos en parte estuarino, en las que habría vivido la fauna somera que se encuentra resedimentada en la Fm. Mao. Este cambio en la estructuración de la cuenca, marcado por el depósito de grandes espesores de sedimentos en cuencas con disposición escalonada, en el Valle del Cibao, podría relacionarse con los movimientos iniciales de la Falla Septentrional y el consiguiente inicio del emplazamiento en la posición actual de los materiales que la conforman.

Las primeras evidencias de la emersión de la Cordillera Septentrional se relacionan con la serie de abanicos aluviales que afloran en el borde norte de la Hoja de Mao. Son estos los depósitos más antiguos (supuestamente pleistocenos) que contienen cantos procedentes de la Cordillera Septentrional en el Valle del Cibao. Es durante el depósito de estos materiales,

o en un momento próximo, cuando el valle del Cibao alcanza su estructuración actual con la situación de la línea de costa hacia el oeste y la creación del valle actual y el curso del río Yaque. La actividad tectónica en el valle del Cibao, relacionada con movimientos asociados a la Falla Septentrional, ha continuado hasta la actualidad, como atestiguan las numerosas fallas que afectan a materiales de edad cuaternaria, incluyendo la actual llanura de inundación.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología.

La Hoja de Martín García se ubica en la ladera meridional del Valle del Cibao y el tipo de clima predominante es tropical húmedo de sabana, con dos temporadas de lluvias. En el sector noroeste (valle inferior del Yaque del norte) el clima es casi seco estepario.

Los principales datos climáticos de la zona están ya citados en el capítulo 1.2 de la situación geográfica.

Las siguientes informaciones complementarias han sido registradas en Santiago Rodríguez y Villa Vázquez.

	Temperatura °C			Altura de precipitaciones mm			
	media anual	máxima absoluta	mínima absoluta	media anual	máxima diaria	máxima mensual	máxima anual
Villa Vázquez	24	40.6	9	630	169	404	1100
Santiago Rodríguez	27.4	40	11	1418	151	468	2358

7.1.2. Hidrografía.

El marco hidrográfico de la zona está ya descrito en el capítulo 1.2 de la situación geográfica.

En cuanto a los valores de caudales la cuenca está bien representada por los datos del río Guayubin, medidos en la estación de la Antona, en el límite septentrional de la Hoja. La cuenca tiene una superficie de 750 km² y el caudal promedio anual es de 9.60 m³/s comparándolo con el caudal promedio anual calculado (9.40 m³/s) en la estación de Rincón, ubicada al límite meridional de la Hoja, que corresponde a una cuenca de 520 km².

7.1.3. Descripción hidrogeológica

Las rocas metamórficas de la Fm. Ámina-Maimón (Cretácico Inferior) tienen una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja, salvo en la franja meteorizada. Debido al espesor inframétrico de la franja meteorizada, el acuífero superficial es inexistente. En cuanto a la presencia de acuífero profundo, el material más competente de las metalavas ácidas y de las piroclásticas interceptadas por unas zonas de falla podría mejorar una porosidad de fracturas en grande, permitiendo así una permeabilidad débil. Las facies de esquistos verdes no tienen potencial para un acuífero profundo. La presencia de sulfuros diseminados en algunas facies de esta formación puede generar una acidez de las aguas superficiales atravesando estas facies.

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

La unidad inferior constituida por lutitas, siltitas y arenas, localmente conglomeráticas, constituye un acuífero de buena calidad. La red hidrográfica es poco densa y con fuerte drenaje: el suelo seca rápidamente después de las precipitaciones, debido a una infiltración por alta porosidad y permeabilidad. Además, los caudales de los ríos del sector de Guayubin bajan notablemente, indicando una alimentación del acuífero por el agua del cauce. Esta unidad puede caracterizarse como acuífero de buena calidad en profundidad, con alta porosidad y permeabilidad. A la diferencia del conglomerado Bulla, los niveles conglomeráticos son de granulometría homométrica favoreciendo porosidad y permeabilidad a la escala de los niveles conglomeráticos. Pero la discontinuidad de dichos niveles y la presencia de intercalaciones de siltitas no favorece la permeabilidad a nivel de la unidad, característica de un acuífero compartimentado.

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

Las calizas de Ayuhamas tienen poca extensión en la Hoja y están cubiertas por las facies margosas de la Fm. Cercado. Son porosas y permeables.

Las margas y calizas coralinas arcillosas de la Fm. Gurabo (Mioceno Superior – Plioceno Medio) representan una superficie consecuyente en la Hoja. La composición principalmente arcillosa, actúa como obstáculo a las circulaciones verticales de agua, por encima de los acuíferos infrayacentes. Los niveles métricos a plurimétricos de calizas bioclásticas arcillosas forman pequeños acuíferos compartimentados sin extensión. Las areniscas y margas de Las Caobas afloran muy poco y solo las areniscas presentan una porosidad y permeabilidad medias, debido a la heterometría de los clastos. Las margas forman una pantalla para la circulación del agua.

Las calizas porosas de Mao Adentro presentan una alta porosidad y una permeabilidad media, debido a la intercalación de niveles arcillosos entre los niveles de calizas biodetríticas. Las calizas masivas de Mao Adentro forman una meseta ligeramente inclinada al NE, con una alteración cárstica y localmente presencia de arcillas de descalcificación de color rojizo. La carstificación confiere a estas calizas una permeabilidad alta por conexiones de la red de disolución cárstica. Aparentemente esta red cárstica se conecta con la red intergranular de las calizas porosas infrayacentes, como lo sugiere la ausencia de fuentes y manantiales al contacto de las dos unidades.

Las lutitas y areniscas calcáreas, localmente conglomeráticas, de la Fm. Mao tienen una porosidad intergranular media, localmente alta en los niveles arenosos y conglomeráticos. La permeabilidad es media a nivel de la unidad por la presencia de niveles de lutitas heterométricas. Las margas de la misma formación no tienen porosidad y permeabilidad y pueden formar una pantalla superior para un acuífero ubicado en las lutitas y areniscas de la unidad infrayacente en el valle del Yaque.

Las acumulaciones de arcillas de descalcificación, encima de la meseta de carstificación de la loma de Zamba, son impermeables y permiten en esta zona muy drenante la constitución de pequeñas lagunas de almacenamiento de agua superficial en la meseta (Laguna Colorada, Lagunita)

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

Las terrazas aluviales están constituidas por material de alta porosidad y permeabilidad. La disposición residual, por encima de pequeñas lomas, no permite la constitución de acuíferos de volumen notable; sin embargo, estas capas facilitan el drenaje de las aguas.

Los coluviones y glacis de piedemonte constituyen materiales de porosidad y permeabilidad media, debido a la heterometría de los clastos y presencia de matriz con una gran proporción de arcillas. La fuerte heterometría de los clastos permite una infiltración notable en los metros superficiales, que baja rápidamente con el taponamiento de la porosidad por las arcillas.

Los glacis aluviales desarrollados en el sector norte están constituidos por materiales arenosos finos y limolíticos, depositados por flujos laminares de agua. La porosidad es media y la permeabilidad baja, por acumulaciones de nivelillos de material arcilloso depositado durante el decrecimiento de los flujos laminares.

Los meandros y cauces abandonados, generalmente rellenos de depósitos de arcillas y siltitas, se caracterizan por una baja porosidad y permeabilidad. Durante las inundaciones de las temporadas lluviosas se llenan y almacenan las aguas superficiales durante unos meses.

Las llanuras de inundaciones se traducen por llanos subhorizontales constituidos por un material fino, siltoso a arcilloso. Generalmente este material recubre decenas de metros de potencia de paleo-aluviones arenosos del río principal. Estos aluviones, cautivos por debajo de la cobertera silto-arcillosa, son generalmente arenas de granulometría homométrica de grano grueso a medio, comparable a los aluviones del río principal y constituyen acuíferos conectados con la red hidrográfica de superficie. Estos acuíferos pueden constituir volúmenes importantes en el valle del río Yaque, pero están sujetos a las variaciones de alimentación por la red hidrográfica y poco protegidos del punto de vista calidad bacteriológica.

Los depósitos de fondos de valle forman acuíferos con alta porosidad y permeabilidad pero de volumen reducido.

7.2. Recursos minerales

En la Hoja de Martín García, el principal potencial de recursos minerales corresponde a los indicios de oro y metales bases de la Fm. Ámina-Maimón. El potencial de sustancias no metálica se limita a los lignitos de algunas intercalaciones en el miembro medio carbonatado de la Fm. Cercado y a los áridos, explotados en canteras, de las capas conglomeráticas de las Fm. Cercado y las terrazas del río Guayubin. Unas ocurrencias de yeso de neoformación, sin interés económico están señaladas en algunos niveles de las Fms Mao y Cercado.

La Fig. 17 presenta la ubicación de los indicios conocidos y levantados durante la cartografía geológica.

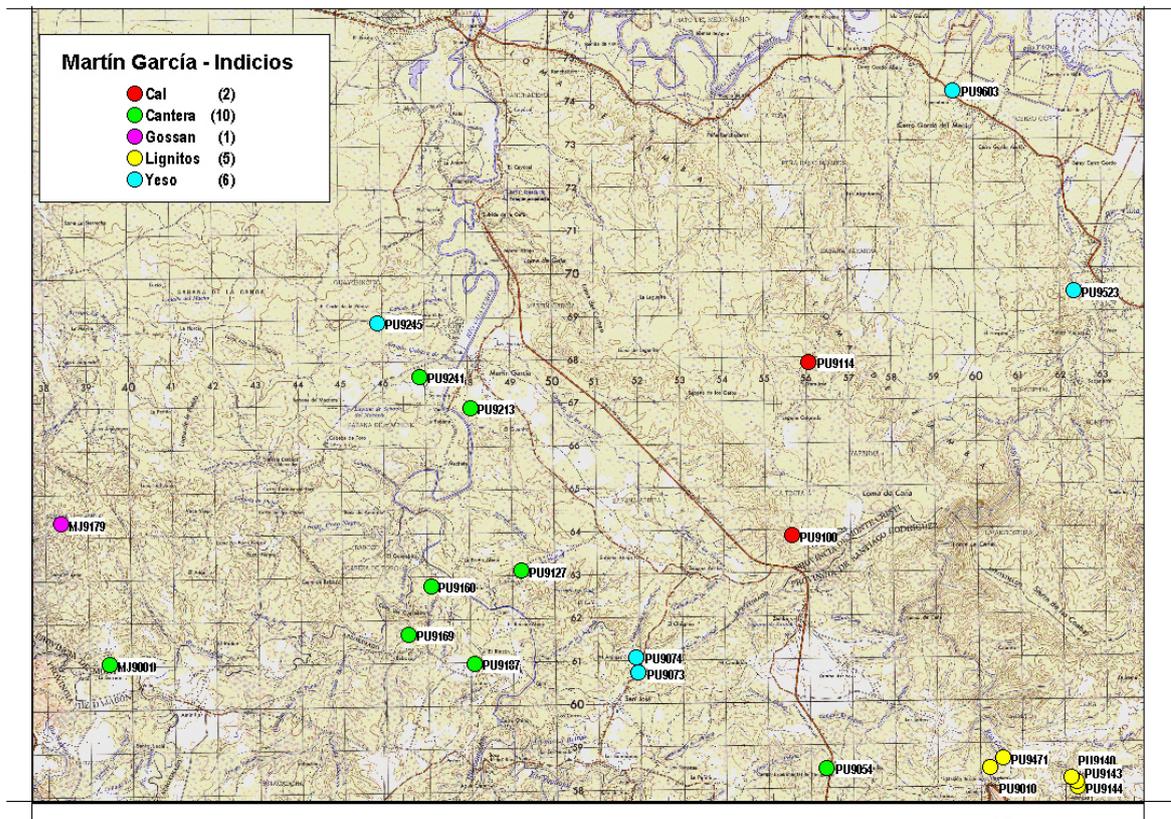


Fig. 17 - Ubicación de los indicios metálicos y no metálicos de la Hoja de Martín García

7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas

La Fm. Ámina-Maimón, vulcanosedimentaria, ha sido objeto de investigaciones para oro y polimetálicos, por parte de compañías nacionales o internacionales. El potencial (Au-Ag-Cu-Zn) de los gossans de la zona de Los Amaceyes-Los Pinitos, en el ángulo SO de la Hoja, ha sido evaluado, a finales del Siglo XX, por trincheras, sondeos destructivos y con recuperación de testigos.

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Cuarzo + Fe-Mn	14MJ9176	19,55992	-71,4894	Filón de cuarzo métrico con óxidos Fe-Mn	Fm. Ámina-Maimón: Esquistos verdes
Gossan	14MJ9179	19.55870	-71.49300	Gossan métrico con cuarzo dm esquitosado, dentro los esquistos verdes: fuerte hidrotermalismo:	Fm. Ámina-Maimón: Esquistos verdes
Gossan Au	14MJ9183	19,56778	-71,49793	Gossan Au; P=1m	Fm. Ámina-Maimón: Esquistos verdes
Hematita	14MJ9184	19,56693	-71,49721	Hematita en bloque proveniente de los esquistos	Fm. Ámina-Maimón: Esquistos verdes
Cuarzo + Fe	14MJ9022	19,55408	-71,48501	Filón de cuarzo con óxidos Fe en los esquistos verde	Fm. Ámina-Maimón: Esquistos verdes

Tabla 3 – Ubicación y descripción y de los indicios metálicos

7.2.2. Rocas industriales

Las pequeñas canteras de extensionzs limitadas y de caracter intermitente, explotan los áridos y piedras de construcción para las obras locales (carreteras, diques de presas etc.).

Las unidades y formaciones interesantes son las metandesitas de la Fm. Ámina-Maimón, para los áridos y piedra de construcción, las lutitas y margas de la Fm. Mao para los diques de las infraestructuras de riego del valle del río Yaque, los niveles conglomeráticos de la Fm. Cercado y las terrazas del río Guayubin para las gravas y arenas.

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Cantera	14MJ9001	19.52916	-71.48197	Cantera de áridos y piedras de construcción	Fm. Ámina-Maimón: Meta-andesitas
Cantera	14PU9054	19.50772	-71.32083	Cantera abandonada: gravas	Fm. Cercado carbonatada y detrítica
Cantera	14PU9127	19.54906	-71.38948	Cantera de áridos	Fm. Cercado detrítica
Cantera	14PU9169	19.53568	-71.41485	Pequeña cantera al techo de una terraza	
Cantera	14PU9602	19.65010	-71.29256	Cantera arcillas	Fm. Mao: Lutitas y margas
Cantera	14PU9187	19.52952	-71.40002	Cantera de áridos	Terraza alta del río Guayubin
Cantera	14PU9213	19.58327	-71.40104	Cantera de áridos	
Cantera	14PU9160	19.54584	-71.40981	Cantera áridos	
Cantera	14PU9241	19.58985	-71.41238	Cantera áridos	

Tabla 4 - Descripción y ubicación de los indicios no metálicos

7.2.3. Lignitos

En el sector sureste de la Hoja, las margas con intercalaciones de limolitas, areniscas biodetríticas y conglomerados presentan frecuentemente intercalaciones métricas a semimétricas de lignitos, constituidos por arenas con un alto porcentaje de materia orgánica.

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Lignitos	14PU9144	19.50375	-71.26428	Nivel de 50cm de lignita casi pura con alto % de azufre y yeso de neoformación, por debajo de un nivel dm de calizas biodetríticas con arcas - 3 capas de 0.5m de lignitos en el farallón	Fm. Cercado carbonatada y detritica
Lignitos	14PU9143	19.50483	-71.26457	Nivel de arcillas verde, bien compactadas, sobreyacido por 30cm de lignita, 2m de lutitas y 10cm de lumaquelas	
Lignitos	14PU9141	19.50570	-71.26576	Piso del arroyo en lignitos	
Lignitos	14PU9471	19.50983	-71.28107	Arroyo Cana: nivel de 2m de conglomerados en alternancias con niveles cm de siltitas negras, con alto % de materia orgánica negra (unos niveles de lignitos contínuos)	
Lignitos	14PU9010	19.50782	-71.28397	Farallón de 40m de areniscas finas a gruesas, con niveles bimétricos de conglomerados en la parte superior- 2 niveles m de lutitas moradas a negras con alto % de materia orgánica	

Tabla 5 - Descripción y ubicación de los indicios de lignito

7.2.4. Piedra de cal

Las calizas masivas de la Fm. Mao Adentro (Plioceno Medio) fueron objeto de extracción para la producción de cal en los hornos del poblado de Zamba.

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Cal	14PU9100	19.55649	-71.32864	Calizas blancas rosadas, blandas, en niveles métricos sub horizontales, con hoyos de extracción de piedra de cal	Fm. Mao Adentro: Calizas masivas de Zamba
Cal	14PU9114	19.59300	-71.32490	Pozo de 1.30 m con 1m de arcillas y gravas rojizas sobreyaciendo calizas blancas desmanteladas	

7.2.5. Potencial minero

El potencial minero para oro-plata y metales bases (Cu-Zn) está ligado a la presencia de la Fm. Ámina-Maimón en la esquina SO de la Hoja de Martín García. En la Hoja de Bonao se conoce un yacimiento de sulfuros masivos (Cu-Au-Ag) en la misma Fm. de esquistos de Ámina-Maimón.

La intensa anomalía aeromagnética reducido al polo (Fig. 6), bajo la cobertera terciocuaternario, de SO de la Hoja, podría relacionarse con rocas básicas (y mineralización tipo Los Ranchos?) de la Fm. Amina-Maimón , a una pofundida estimada a más de 1000 m.

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Son todos aquellos lugares o puntos concretos con características peculiares relacionadas con la geología, especialmente los más útiles para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la región, como formaciones rocosas, estructuras, yacimientos de minerales o fósiles; pero también paisajes y expresiones o datos de interés cultural, educativo o recreativo, en relación con el medio natural.

8.1. Relación de los L.I.G.

Los lugares de interés geológico están ubicados en la Fig. 18 Las características respectivas están resumidas en la Tabla 6

Nº de LIG	Lat. (°dec) WGS84	Long (°dec) WGS84	Provincia	Municipio	Paraje
1	19.50639	-71.28371	Santiago Rodríguez	Santiago Rodríguez	El Caimito
2	19.50265	-71.28937	Monte Cristi	Guayubin	Las Animas
3	19.52377	-71.37944	Santiago Rodríguez	Santiago Rodríguez	San José
4	19.54242	-71.35710	Monte Cristi	Guayubin	El Orégano

Tabla 6 - Situación y coordenadas de los L.I.G de la Hoja de Martín García

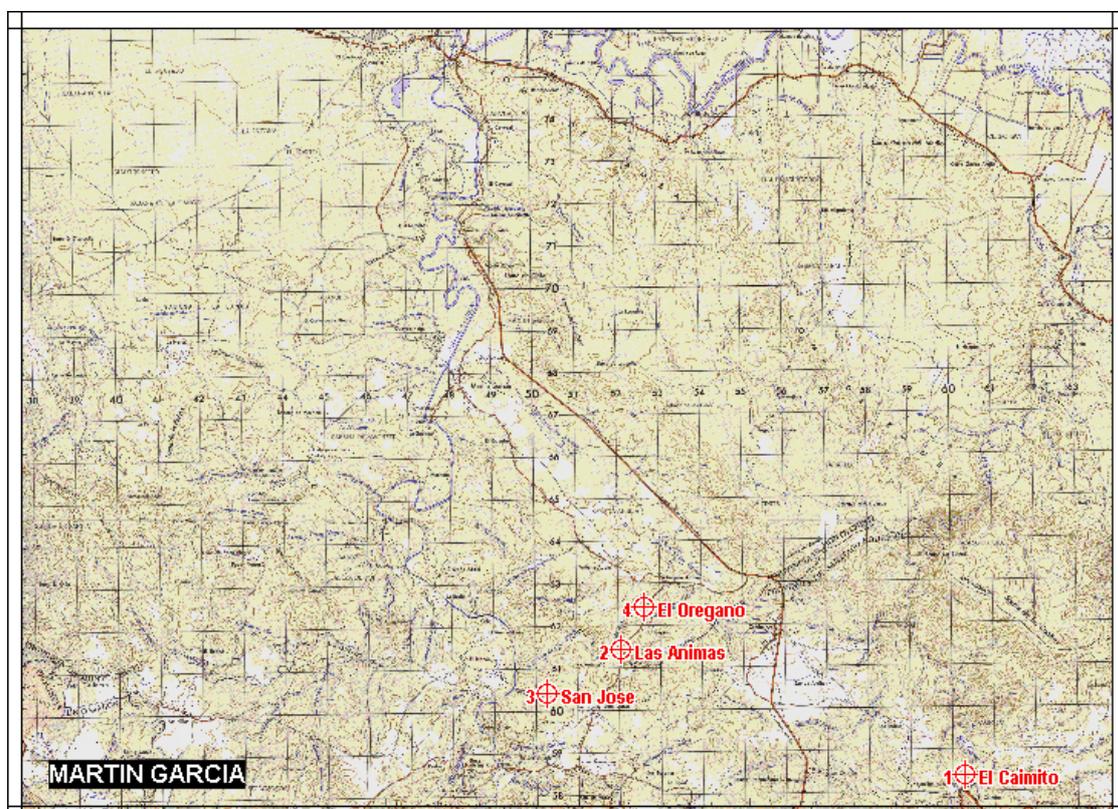


Fig. 18 - Mapa de ubicación de los L.I.G. de la Hoja Martín García

8.2. Descripción de los Lugares

8.2.1. L.I.G.N° 1: El Caimito: Afloramiento de calizas con Arcas

Se llega al Caimito por la carretera principal Santiago Rodríguez-Mao Valverde (Fig. 18). A 7 km de Santiago Rodríguez es necesario bajar al río Cana por la antigua carretera que entra al norte de la vía principal. 150 m después de cruzar el vado del río Cana, se entra a mano izquierda en una pista de tierra que lleva de nuevo al río Cana. Desde este vado, subiendo el río de 200 m, aparecen bloques de calizas arenosas, con arcas muy espectaculares (Foto 68) y sueltas, en los cantos aluviales del río. Unos niveles afloran en el cauce del río así que en el farallón de la orilla izquierda (03PU9090).



Foto 68: - Canto de Arcas cm en calizas verdes a gris in situ o proviniendo de derrumbes en el farallón de la orilla izquierda del río. (14PU9012: Lat.: 19,50639 ; Long.: -71,28371)

8.2.2. L.I.G.N° 2: Las Animas: Afloramiento de conglomerados calcáreos con tubos de *clavagellidae*

El L.I.G. N° 2 se ubica en el centro de la Hoja, a unos kilómetros del poblado de San José. Desde Santiago Rodríguez el acceso se hace por la carretera La Penita, los Bombones y San José. A 1,7 km al norte de San José, en dirección de Guayubin, cruzando el arroyo Animas, el L.I.G. se ubica en los bordes de la carretera, en la subida de la meseta constituida por las facies calcáreas de la parte mediana de la Fm. Cercado. Las alternancias de areniscas calcáreas conglomeráticas con margas contienen muchos tubos fósiles de bivalvos de la familia de los *Clavagellidae* d'Orbigny, 1843, género *Penicillus*, localmente en posición de vida, fosilizados en los niveles de areniscas (Foto 69).



Foto 69: Tubos de Clavagellidae en posición vertical, incluso en los niveles conglomeráticos con clastos redondeados decimétricos (14PU9075C:Lat.: 19.533264;Long.: -71.362555)

Estos fósiles pueden alcanzar 40 cm de largo, con un diámetro de 1 a 3 centímetros. El medio de vida corresponde al margen litoral terígeno con variaciones de salinidad. Estos bivalvos se encuentran frecuentemente en las facies de la parte intermedia de la Fm. Cercado, así como en las calizas biodetríticas arrecifales de la Fm. Gurabo suprayacente.

8.2.3. L.I.G. N° 3-4: San José y El Orégano : Troncos fósiles carbonatados

Los troncos fósiles se encuentran en los L.I.G. N° 3 y 4.

El L.I.G. N° 3, de San José, se ubica a 1.3 km al oeste del poblado de San José, en la carretera que cruza El río Guayubin en el poblado El Rincón para seguir hacia La Gorra vía el poblado de Baboso.

El L.I.G. N° 4, El Orégano, se ubica a 3km al norte de San José, en la carretera sin asfaltar San José-Guayubin.

En el L.I.G. N° 3, los troncos, se encuentran esparcidos en la meseta cubierta de pasto y depositados por los campesinos a lo largo de la carretera. Los pedazos presentan un diámetro decimétrico y hasta 2 m de largo (Foto 70 y Foto 71). En la cantera ubicada al sur de la carretera, a 120 m al este del punto 03, se observan pedazos decimétricos de troncos intercalados en niveles conglomeráticos de grano grueso. Estos niveles de potencia decamétrica se observan claramente intercalados en las margas de la parte intermedia de la Fm. Gurabo, en el talud de la carretera, a unos hectómetros antes del puente cruzando el río Guayubin.

Los L.I.G. N° 3 y 4 corresponden a los sitios con troncos más abundantes (Foto 72 y Foto 73). Sin embargo troncos similares se encuentran a lo largo de la carretera desde el Poblado de la Penita ubicado al límite sur de la Hoja, y existen también en la parte oriental de la Hoja Santiago Rodríguez.

Estos troncos fósiles resultan de un evento catastrófico brusco, de tipo huracán, con aportes continentales importantes y depósitos rápidos para enterar los troncos y permitir la fosilización.



Foto 70: Punto 03 San José-Tramo de tronco plurimétrico (14PU9156: Lat.: 19,52438; Long.: -71,37902)



Foto 71: Punto 03 San José-Sección de tronco en un conglomerado con matriz carbonatada (14PU9024C: Lat.: 19,52414; Long.: -71.3801)



Foto 72: El Orégano : bloque de tronco carbonatado; (Punto 04: Lat.: 19,53785; Long.: -71,3585)



Foto 73: Punto 04 El Orégano : bloques de troncos decimétricos (14PU9079B: Lat. :19.54303; Long.: -71.35671)

Bibliografía

- BARRETT, T.J. & MACLEAN, W.H.**, 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. En: Barrie C. T. and Hannington M. D. eds. Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings. p. 101-131.
- BERMÚDEZ, P. J.**, 1949. Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laboratoire of Foraminiferal Research, Special Publication*, 25, p. 1-322.
- BOISSEAU, M.**, 1987. Le Flanc Nord-Est De La Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles) : Un Edifice De Nappes Cretace Polyphase. Doctorat d'Etat. Université de Paris VI. p. -214.
- BOWIN, C. O.**, 1960. Geology of central Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 18-31.
- BOWIN, C. O.**, 1966. Geology of central Dominican Republic; a case history of part of an island arc; Caribbean geological investigations. *Memoir - Geological Society of America*, p. 11-84.
- BURKE, K., FOX, P. J. & SENGOR, A. M. C.**, 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research, A, Space Physics*, 83, p. 3949-3954.
- BURKE, K.**, 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 201-230.
- BYRNE, D. B., SUAREZ, G. & MCCANN, W. R.**, 1985. Muertos Trough subduction; microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature (London)*, 317, p. 420-421.
- CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B.**, 1995. Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage). *Marine Geophysical Researches*, 17, p. 63-95.
- CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE)**, 1999. Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E (7-ACP-DO-074), Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- COLEMAN, A. J. & WINSLOW, M. A.**, 2002. Tertiary tectonics of the Hispaniola fault zone in the Northwestern Piedmont of the Cordillera Central, Dominican Republic. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 15, p. 73-86.
- CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. & GREEN, D.H.**, 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: Crawford A. J. ed. Boninites, Unwin Hyman, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR)
- DE ZOETEN, R.**, 1988. Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Dissertation.

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1991. Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 265-279.

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1999. Cenozoic El Mamey Group of northern Hispaniola; a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America-Caribbean Plate boundary zone; Caribbean basins. *Sedimentary Basins of the World*, 4, p. 247-286.

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

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

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

DOLAN, J. F. & MANN, P., 1998. Preface; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. *Special Paper - Geological Society of America*, 326, p. v-xvi.

DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. & WALD, D. J., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean; oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. *Special Paper - Geological Society of America*, 326, p. 1-61.

DRAPER, G. & GUTIERREZ, G., 1997. La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Española y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, p. 299.

DRAPER, G., GUTIERREZ, G., & LEWIS, J., 1995. Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Española: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. Port of Spain, Trinidad Tobago. Transactions, 14th Caribbean Geological Conference.

DRAPER, G., GUTIERREZ, G. & LEWIS, J. F., 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt; orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology (Boulder)*, 24, p. 1143-1146.

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1980. Petrology, deformation and tectonic significance of the Ámina Schist, northern Dominican Republic. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 9, p. 53-64.

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991a. Geologic map of the central Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262,

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991b. Metamorphic belts in central Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 29-45.

EBERLE, W. & MOLLAT, H., 1991. Mapa geológico de la Republica Dominicana a escala 1: 250.000. Santo Domingo, Republica Dominicana, Dirección General De La Minería.

EDGAR, N. T., 1991. Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 281-299.

ERIKSON, J. P., PINDELL, J. L., KARNER, G. D., SONDER, L. J., FULLER, E. Y. & DENT, L., 1998. Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Hispaniola: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *Journal of Geology*, 106, p. 473-494.

ESCUDE VIRUETE, J., 2004. Petrología y geoquímica de rocas ígneas y metamórficas del bloque K (zonas este y suroeste) - Hojas de Dajabón, Martín García, Loma De Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero. Programa Sysmin, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

ESCUDE VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., DRAPER, G., GUTIERREZ, G., LEWIS, J. F. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño - The metamorphism and structure of the Maimón Formation and Duarte and Rio Verde Complexes, Dominican Central Cordillera: implications for the structure and evolution of the primitive Caribbean Island Arc. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 123-162.

EVANS, B. W., 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, p. 3-23.

GABB, W. M., 1873. On the topography and geology of Santo Domingo. *American Philosophical Society Transactions, new ser.*, 15, p. 49-259.

GONZALES DE VALLEJO, L., 1980. Fallas activas y sus implicaciones en la ingeniería. Active faults and their implications for engineering; Anales del IV congreso peruano de geología; Parte VI. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 65, p. 99-103.

HANMER, S. & PASSCHIER, C., 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada*, 90-17, p. 1-72.

HENEKEN, J. S., 1853. On some Tertiary deposits in San Domingo with notes on the fossil shells by J.C. Moore, Esq. F.G.S.; and on the fossil corals, by Lonsdale, Esq., F.G.S. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, 9, p. 115-134.

HERNAIZ HUERTA, P. P. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana - Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 183-205.

HORAN, S., 1995. The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Ámina schists, Cordillera Central, Dominican Republic. Unpublished MsC Thesis. Univ. of Florida, Gainesville. p. 1-172.

HUGHES, C. J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS, S. E. & THOMPSON, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, p. 127-136.

JENSEN, L. S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, p. 22.

KESLER, S. E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. & FONDEUR, L., 1991. Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 173-185.

LEWIS, J.F., ASTACIO, V.A., ESPAILLAT, J. & JIMENEZ, G., 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimón Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. En: Sherlock R., Barsch R. and Logan A. eds. VMS deposits of Latin America, Geological Society of Canada Special Publication. p. 223-249.

LEWIS, J. F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ, DRAPER, G. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 81-122.

LEWIS, J. F., PERFIT, M., HORAN, S. & DIAZ DE VILLALVILLA, L., 1995. Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc; Geological Society of America, 1995 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 27, p. 227.

LOCUTURA, J., BEL-LAN, A. & LOPERA, E., 2002. Cartografía geoquímica multielemental en sedimentos de corriente en un contexto de arco isla volcánico. Aplicación al análisis de potencialidad metalogénica en un área de la República Dominicana - Stream sediment geochemical mapping in an island arc context. Application to assessment of mineral resources potentiality in an area of the Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 229-272.

LONSDALE, W., 1853. Notes on the fossil corals of San Domingo. En : Heneken, J.S. On some Tertiary deposits in San Domingo. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, 9, p. 132-134.

LUDDEN, J., GELINAS, L. & TRUDEL, P., 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda District, Abitibi greenstone belt, Quebec; 2, Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 19, p. 2276-2287.

MANN, P., DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991a. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola; preface. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. vii-xvii.

MANN, P., MCLAUGHLIN, P. P. & COOPER, C., 1991b. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 367-389.

- MANN, P., TAYLOR, F. W., EDWARDS, R. L. & KU, T. L.**, 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults; an example from the northeastern Caribbean Plate margin. *Tectonophysics*, 246, p. 1-69.
- MASSON, D. G. & SCANLON, K. M.**, 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154.
- MAURY, C. J.**, 1917a. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 5, p. 1-251.
- MAURY, C. J.**, 1917b. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 30, p. 1-43.
- MAURY, C. J.**, 1919. A proposal of two new Miocene formational names. *Science (N.S.)*, 50, p. 591.
- MAURY, C. J.**, 1922. The recent Arcas of the Panamic Province. *Paeontographica Americana*, 4, p. 163-208.
- MAURY, C. J.**, 1929. Porto Rican and Dominican stratigraphy. *Science (N.S.)*, 70, p. 609.
- MAURY, C. J.**, 1931. Two new Dominican formational names. *Science (N.S.)*, 73, p. 42-43.
- MCCLAY, K.R.**, 1992. Glossary of thrust tectonics terms. En: McClay K. R. ed. Thrust tectonics, Chapman and Hall. p. 419-434.
- MERCIER DE LEPINAY, B.**, 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie. p. 1-378.
- NAGLE, F., PACHER, H.C. & ANTONINI, G.A.**, 1979. Hispaniola Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle, (Eds.), Miami Geological Society,
- PALMER, H. C.**, 1963. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic.
- PALMER, H.C.**, 1979. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: Lidz B. and Nagle F. eds. Hispaniola; tectonic focal point of the northern Caribbean; three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geol. Soc., Miami, Fla., United States (USA), United States (USA)
- PARDO, G.**, 1975. Geology of Cuba. En: Nairn and Stehli F. eds. The Ocean Basins and Margins,
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J.**, 1996. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany (DEU), Federal Republic of Germany (DEU).
- PEARCE, J. A.**, 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G.**, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, p. 956-983.

PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A. & HERNÁIZ HUERTA, P. P., 2002. Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean Plate, Dominican Republic - Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 77-78.

PILSBURY, H. A., 1922. Revision of W.M. Gabb's Tertiary Mollusca of Santo Domingo. *Academy Natural Science Philadelphia, Proceedings*, 73, p. 305-435.

PILSBURY, H. A. & JOHNSON, C. W., 1917. New Mollusca of the Santo Domingan Oligocene. *Academy Natural Science Philadelphia, Proceedings*, 69, p. 150-202.

PINDELL, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. *Caribbean geology: An introduction*, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.

PINDELL, J.L. & BARRET, S.F., 1990. Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region*, Geological Society of America, Boulder, Colorado. p. 404-432.

PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F., 1990. Caribbean plate tectonic history. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Caribbean region*, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)

PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2, p. 397-410.

SAUNDERS, J.B., JUNG, P., & BIJU-DUVAL, B., 1986. Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
Ref Type: Generic

SHERVAIS, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, p. 101-118.

SOWERBY, G. B., 1850. Descriptions of new species of fossil shells found by J.S. Heneken, Esq. en Moore, J.C., On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S. Heneken, Esq. with remarks on the fossils. *Geological Society of London, Quarterly Jour*,

STEIN, G., URIEN, P., & FONDEUR, L., 2004. Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 5974-III (Santiago Rodríguez) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes; Magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publications*, 42, p. 313-345.

VOKES, E. H., 1989. Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). *Bulletins of American Paleontology*, 97, p. 5-94.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, p. 325-343.

WOOD, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, p. 11-30.