



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**Santiago de los Caballeros
(6074-II)**

Santo Domingo, R.D., Diciembre 2006/Diciembre 2010

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN II de soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Ing. Pol Urien(BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

Ing. Pol Urien(BRGM)

MICROPALEONTOLOGÍA

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

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

Prof. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada, España)

Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

Ing. Pol Urien(BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TECNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

Ing. Eusebio Lopera (IGME)

TELEDETECCIÓN

Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

Dr. José Luis García Lobón (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO

Ing. Eusebio Lopera (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

Ing. Santiago Muñoz

Ing. María Calzadilla

Ing. Jesús Rodríguez

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

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

Muestras y sus correspondientes preparaciones

Fichas petrográficas o micropaleontológicas de cada una de las muestras

Mapa de muestras

Lugares de Interés Geológico

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

Mapas Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de Santo Domingo (6271) y Memoria adjunta

Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Santo Domingo (6271) y Memoria adjunta

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

Y los siguientes Informes Complementarios:

Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana

Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto

Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada

Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb

Informe / Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

Las fotos están incluidas en la presente memoria.

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Santiago de los Caballeros (6074-II) se encuentra situada en el sector centro-septentrional de la República Dominicana, en el ámbito de la Cordillera Septentrional y de la Cuenca del Cibao, que ocupan sus sectores noreste y sur, respectivamente.

La Cordillera Septentrional posee una amplia y variada sucesión estratigráfica. Las estribaciones meridionales de la Cordillera están constituidas por potentes sucesiones rítmicas de lutitas y areniscas de naturaleza turbidítica, correspondientes al Miembro La Pociguilta y a la Formación La Toca de la Unidad Altamira-La Toca enmarcada en el Oligoceno-Mioceno Inferior. En el sector nororiental, sobre el conjunto anterior se disponen discordantemente los materiales margoso-calcáreos de naturaleza turbidítica de la Fm Villa Trina, sobre los que se disponen las calizas de plataforma de la Fm Los Haitises, que coronan los principales relieves de la zona, depositadas durante el Mioceno Medio-Pleistoceno.

La Cuenca del Cibao que ocupa la mayor parte de la hoja, se encuentra rellena por una potente sucesión de sedimentos terciarios marinos a deltaicos correspondiendo a Grupo Yaque. De dicho grupo están representadas todas las formaciones con sucesivamente el Conglomerado Bulla,, La Fm Cercado, La Fm Gurabo y La Formación Mao. Estas formaciones con varios cambios de sedimentación continental deltaica marina profunda a coralinas, En la mitad oriental de la hoja estos depósitos están ocultos por una capa de sedimentos arcillosos endorreicos pleistocenos (Unidad de Licey al Medio).

Al extremo suroccidental de la Hoja aflora la Fm. Janico (Oligoceno superior a Mioceno) perteneciendo al Grupo Tavera cuya sedimentación está controlada por la actuación de la Zona de Falla de la Española. El límite septentrional de dicha falla no aflora en la hoja, oculta por los depósitos neógenos del Grupo Yaque.

La estructura más destacada de la hoja es la Zona de Falla Septentrional, que con dirección ESE-ONO establece el límite de la Cordillera Septentrional con la Cuenca del Cibao. Está integrada por diversas fallas, destacando el tramo activo ubicado al Sur y la Falla del Frente Montañoso al piedemonte de la Cordillera. Junto a ellas y ubicada en la cordillera, hay que destacar la Falla del Río Grande de dirección NO-SE. Además de estos desgarramientos principales, en la parte oeste de la hoja una serie de fallas NNO-SSE materializan la transición de el Valle del Río Yaque a la Meseta del San José de las Matas ubicada al oeste de la presente hoja.

ABSTRACT

The 1:50.000 scale sheet of Santiago de los Caballeros (6074-II) is located in the centre-northern sector of the Dominican Republic, in the scope of the Northern Cordillera and the Cibao Basin, that occupy the northeast and South sectors, respectively. The Northern Cordillera presents a diversified stratigraphic succession. The southern spurs of the Cordillera are constituted by folded thick rhythmical successions of lutites and silty sandstones of turbidite nature, corresponding to the Member la Pociguilta and the Formation La Toca from the Altamira-La Toca Unit framed in Oligocene to Lower Miocene. In the north-eastern sector, overlaying in discordantly over the previous Unit are the Middle Miocene - Pliocene marly-calcareous turbidites of the Fm Villa Trina and the limestone platform of the Fm Haitises, which crown the main reliefs of the Cordillera,

The Cibao Basin occupies most of the surface of the sheet. It is filled by a thick marine tertiary sedimentary sequence with alternances of deltaic to deep calcareous facies corresponding to the Yaque Group. Of this group are represented all the known formations as Bulla Conglomerates, Cercado, Gurabo, Mao formations. These formations are characterized by several changes from continental deltaic, reef limestone to deep marine sedimentation a, In Eastern half of the sheet these deposits are overlain by a Pleistocene endoreic clay sedimentary layer (Unit of Licey del Medio). In the south-western end of the sheet the Jánico formation (Oligocene superior to Miocene) is exposed. It belongs to Tavera Group whose sedimentation is controlled by the former activity of the Española Fault Zone. Its trace is not visible, hidden by the overlying discordant deposits of Yaque.

The most outstanding structure of the sheet is the of Septentrional Fault Zone, oriented ESE-ONO. It establishes the limit of the Northern Cordillera with the Cibao Basin. It is integrated by diverse faults, with the active section located to the South and the Mountain Front Fault Zone along the foothill of the Cordillera. Close to them and located northward in the Cordillera, the Rio Grande Fault Zone is developed in a NO-SE direction. In addition to these main structural features and located in the western half of the sheet In series of faults NNO-SSE materializes the transition from the valley of Rio Yaque to the Plateau of the San Jose de las Matas located westward of the present sheet.

INDICE

Santiago de los Caballeros	1
1. INTRODUCCIÓN	13
1.1. Metodología	15
1.2. Situación geográfica	16
1.3. Marco geológico	23
1.4. Marco Geodinámico	29
1.5. Antecedentes	37
2. ESTRATIGRAFIA	40
2.1. Paleógeno - Neógeno del Dominio de la Cordillera Septentrional	41
2.1.1. Presentación y antecedentes	41
2.1.2. Descripción particular a la Hoja	45
2.1.2.1. Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta: Alternancias rítmicas turbidíticas de calcarenitas y arcillas margosas con fósiles vegetales-02- (Oligoceno superior - Mioceno inferior)	45
2.1.2.2. Unidad Altamira-La Toca / Formación La Toca: Alternancias rítmicas margas y siltitas calcáreas nodulosas de color chocolate a gris azul- 03 - (Mioceno inferior - medio)	49
2.1.3. Formaciones Villa Trina y Los Haitises (Mioceno medio - Plioceno)	52
2.1.3.1. Presentación y antecedentes.....	52
2.1.3.2. Descripción particular a la Hoja	53
2.1.3.2.1. El conglomerado basal - 04 - (Mioceno medio).....	53
2.1.3.2.2. Margas laminadas con intercalaciones de calcarenitas y calcisiltitas blancas amarillentas-05- (Mioceno medio - Plioceno).....	54

2.1.3.3. Formación Haitises: Calizas micríticas de color blanquecino a crema con parches de calizas arrecifales-06- (Mioceno medio - Plioceno).....	55
2.2. Paleógeno - Neógeno del Dominio del Cibao.....	55
2.2.1. Introducción.....	55
2.2.2. Estratigrafía y Sedimentología del Grupo Yaque.....	57
2.2.3. Formación Jánico: Areniscas, margas y calizas en alternancias turbidíticas con conglomerado matriz soportado subordinado -1- (Oligoceno superior a Mioceno Medio).....	59
2.2.3.1. Presentación y antecedentes.....	59
2.2.3.2. Descripción particular a la Hoja	61
2.2.3.3. Formación Conglomerado Bulla - Conglomerado polimítico con cantos ígneos y meta-volcánicos poco clasificados- 07- (Mioceno medio a superior) 63	
2.2.3.3.1. Presentación y antecedentes.....	63
2.2.3.3.2. Descripción particular a la Hoja.....	65
2.2.4. Formación Cercado - (Mioceno medio terminal –Mioceno superior).....	66
2.2.4.1. Presentación y antecedentes.....	66
2.2.4.2. Formación Cercado: Serie detrítica bioclástica: conglomerados localmente calcáreos y biodetríticos, areniscas con siltitas laminadas, margas y biocalcarenititas-08- (Mioceno medio Terminal – Mioceno superior).....	68
2.2.4.2.1. Descripción particular a la Hoja.....	68
2.2.4.3. Formación Cercado - Calizas de las Ahuyamas: Calizas y calizas margosas arrecifales con alta bioturbación-09- (Mioceno superior)	77
2.2.4.3.1. Presentación y antecedentes.....	77
2.2.4.3.2. Descripción particular a la Hoja.....	79
2.2.5. Formación Gurabo – margas de cuencas grises a ocre con intercalaciones de siltitas calcáreas-10- (Plioceno inferior).....	83
2.2.5.1. Presentación y antecedentes.....	83
2.2.5.2. Descripción particular a la Hoja	86
2.2.6. Formación Mao (Plioceno medio-superior)	92
2.2.6.1. Presentación y antecedentes.....	92

La descripción de las Calizas de Palo Amarillo supone una nueva aportación al conocimiento de la estratigrafía de la Cuenca del Cibao (Urien, 2008). No existen referencias previas de intercalaciones de facies mixtas carbonatadas y coralinas, dentro de sedimentos siliciclásticos costeros, dentro de la parte alta de la Formación Mao.....	97
2.2.6.2. Descripción particular a la Hoja.	97
2.2.6.2.1. Introducción.....	97
2.2.6.2.2. Formación Mao - Conglomerados y areniscas de grano medio en secuencias deltaicas con niveles con carbonatación diagenéticas -11- (Plioceno medio-superior)	99
2.2.6.2.3. Formación Mao - Areniscas finas a gruesas con intercalaciones de lutitas beiges y arcillas con nivelillos dolomíticos a techo-12- (Plioceno medio-superior).	102
2.2.6.2.4. Formación Mao - Unidad de Palo Amarillo: Calizas coralinas, brechas coralinas con intercalaciones de margas y cantos conglomeráticos, calizas bioclásticas, lumaquelas y conglomerado de matriz carbonatada-13- (Plioceno medio-superior).	105
2.3. Cuaternario – Pleistoceno a Holoceno	111
2.3.1. Unidad de Licey al Medio - Arcillas endorreicas expansivas muy plásticas (esméticas) frecuentemente calcáreas con intercalaciones subordinadas de siltitas y arenas finas y con desarrollo de vertisuelos negros -14- (Pleistoceno- Cuaternario)	111
2.3.1.1. Presentación y antecedentes.....	111
2.3.1.2. Descripción particular a la Hoja	113
2.3.1.2.1. Los microconglomerados de base	114
2.3.1.2.2. Las arcillas expansivas con intercalaciones arenosas.....	116
2.3.1.2.3. Los niveles arcillo-orgánicos negros	123
2.3.1.2.4. Relaciones con las otras formaciones.....	126
2.4. Cuaternario – Holoceno a Actual (Dominios de la Cordillera Septentrional y del Valle del Cibao)	127
2.4.1. Deslizamiento - 15- (Cuaternario Holoceno).....	127

2.4.2. Terrazas altas - gravas y arenas en matriz rojiza-16- (Cuaternario Holoceno).....	127
2.4.3. Coluviones. Cantos, arenas con matriz arcillosa-17- (Cuaternario Holoceno).....	129
2.4.4. Terrazas bajas - gravas y arenas -18- (Cuaternario Holoceno).....	129
2.4.5. Abanicos de baja pendiente - Arcillas y arenas -19- (Cuaternario Holoceno).....	131
2.4.6. Llanura aluvial y de inundación - limos, arcillas y arenas -20- (Cuaternario Holoceno).....	133
2.4.7. Aluviones de fondo de valle - Gravas arenas y arcillas -21- (Cuaternario Holoceno).....	133
2.4.8. Cuaternario antrópico - Vertedero de desechos sólidos -22- (Cuaternario actual).....	134
3. TECTONICA.....	134
3.1. Introducción	135
3.1.1. Antecedentes	135
3.1.2. Estructura de la Cordillera Septentrional.....	136
3.1.3. Tectónica y evolución tectono-sedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario del Dominio del Valle del Cibao.....	141
3.2. Descripción Particular a la Hoja	144
3.2.1. Falla de Río Grande (RGFZ).....	145
3.2.2. Falla de Frente de Montaña (MFFZ)	145
3.2.3. Falla Septentrional (SFZ)	148
3.2.4. Fallas NNO-SSE (Bosua – Lopez BLFZ.).....	150
3.2.5. Zona de Falla de La Española (EFZ)	150
3.2.6. Dominio de la Cordillera Septentrional	151
3.2.7. Dominio de la Cuenca del Cibao.....	151
3.2.8. Interpretación de los datos sísmicos	154

4. GEOMORFOLOGIA	156
4.1. Descripción general de la hoja de Santiago.....	156
4.2. Formas geomorfológicas	157
4.2.1. Estructurales.....	157
4.2.2. Fluviales y de escorrentía superficial.....	158
4.2.3. Formas gravitacionales	159
4.2.4. Formaciones poligénicas o de difícil adscripción	162
4.2.4.1. abanicos de baja pendiente y glacis	162
4.3. Formaciones superficiales.....	163
4.3.1. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial	164
4.3.1.1. Terrazas inferiores. Gravas, arenas y limos. Holoceno.	164
4.3.1.2. Terrazas superiores. Gravas, arenas y limos.Pleistoceno.....	164
4.3.1.3. Abanicos aluviales. Lutitas, arenas y gravas. Holoceno.....	164
4.3.1.4. Llanuras de inundación y rellenos de meandro. Holoceno	164
4.3.1.5. Fondos de valle y terraza actual. Gravas, arenas y limos. Holoceno	165
4.3.2. Formaciones gravitacionales	165
4.3.2.1. Coluviones. Cantos, arenas y lutitas. Holoceno	165
4.4. Formaciones poligénicas o de difícil adscripción	165
4.4.1. Formaciones poligénicas	165
4.4.1.1. Glacis. Limonitas, lutitas y conglomerados. Holoceno.....	165
5. GEOLOGÍA ECONÓMICA	166
5.1. Hidrogeología	166
5.1.1. Climatología	166
5.1.2. Hidrografía	166
5.1.3. Descripción hidrogeológica	166

5.2. Procesos activos susceptibles de riesgos naturales	170
5.2.1. Riesgo de erosión hídrica	170
5.2.2. Riesgo de inundación	171
5.2.3. Riesgos de deslizamientos	172
5.2.3.1. Deslizamientos de laderas.....	172
5.2.3.2. Deslizamientos de taludes	174
5.2.4. Riesgo sísmico y asociado	177
5.2.5. Conclusión	181
5.3. Recursos minerales	181
5.3.1. Materiales calcáreos y cementos	182
5.3.2. Arcillas	182
5.3.3. Arenas y gravas	183
5.3.4. Hidrocarburos	183
6. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO (L.I.G.)	183
6.1. Relación de los L.I.G.	184
6.2. Descripción de los Lugares	185
6.2.1. L.I.G.N° 1: Paso de Moca: Falla Septentrional (Mountain Front Fault Zone)	185
6.2.2. L.I.G.N° 2 y 2bis: La Angostura: Afloramiento de calizas con alfombras de corales de la formación calizas de Ahuyamas (Mioceno superior)	188
6.2.3. L.I.G.N° 3: Baitoa –Boca de los Ríos: Discordancia entre el Oligoceno de la Formación Jánico y el Mioceno de la Formación Cercado	192
7. BIBLIOGRAFIA	198
8. ILUSTRACIONES	210

1. INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea. El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del presente Proyecto 1B.

El objetivo general del Proyecto 1B consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50 000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100 000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 65 hojas geológicas a escala 1:50000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100 000:

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

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

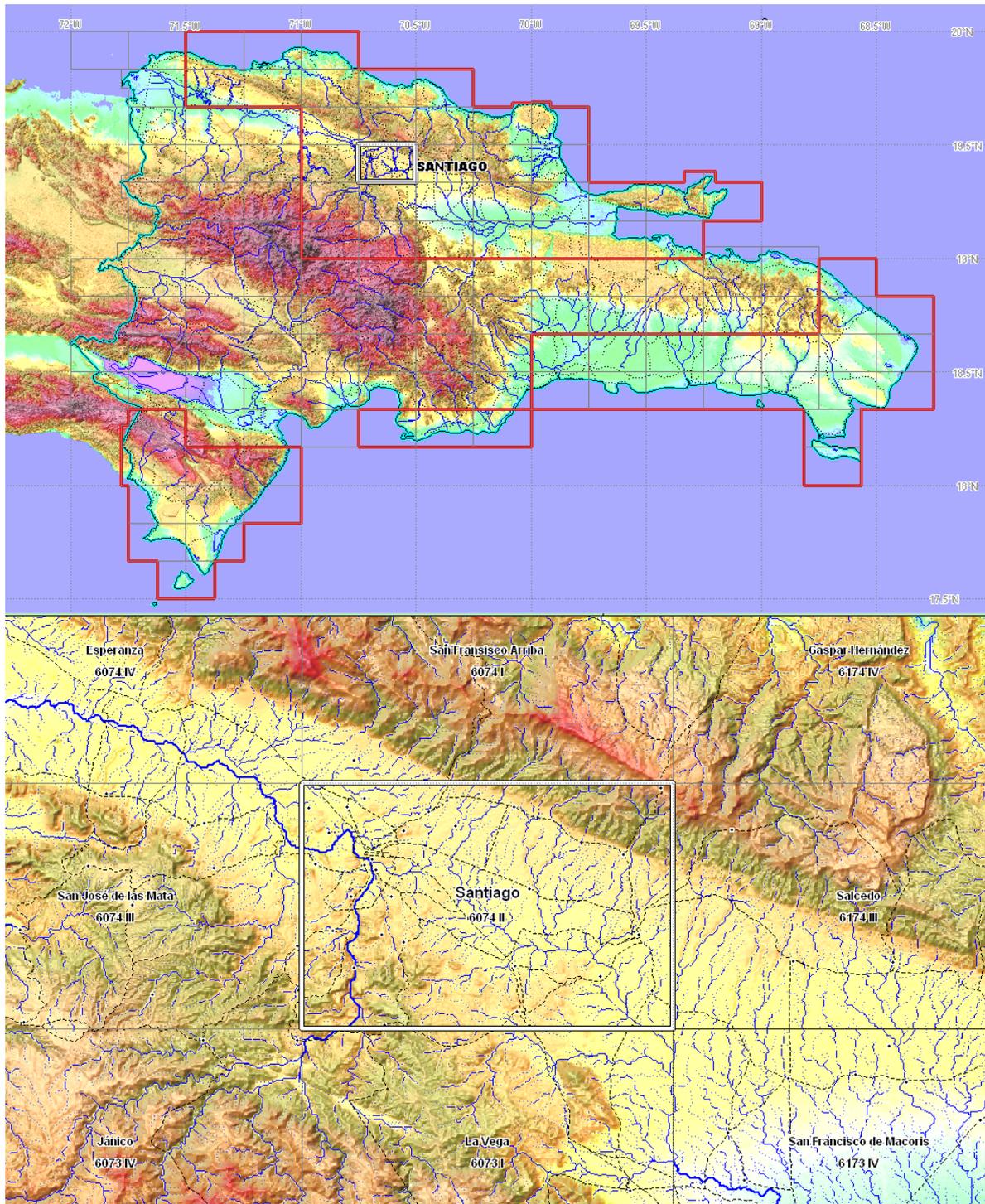


Fig. 1: Ubicación de la Hoja Santiago de los Caballeros (6074-II) con las hojas adyacentes

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), los datos e imágenes disponibles de Google Earth© 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 y espectrométricos, etc.) e 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 estructurales 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 Santiago de los Caballeros (6074-II) está ubicada en el sector Norte de la República Dominicana, a unos 145 km. en línea recta al NO de la capital Santo Domingo y 150 km. por la autopista Duarte. La superficie del cuadrante totaliza 485 km² (Fig. 1). El sector Oeste y Norte de su territorio pertenece la Provincia de Santiago (Municipios de Santiago, Tamboril y Licey). El Sector Este (Municipio de Moca) pertenece a La Provincia Espaillat (Cayetano Germosén) y la zona sur este a La Provincia de La Vega (Municipio de La Vega) (Fig. 2).

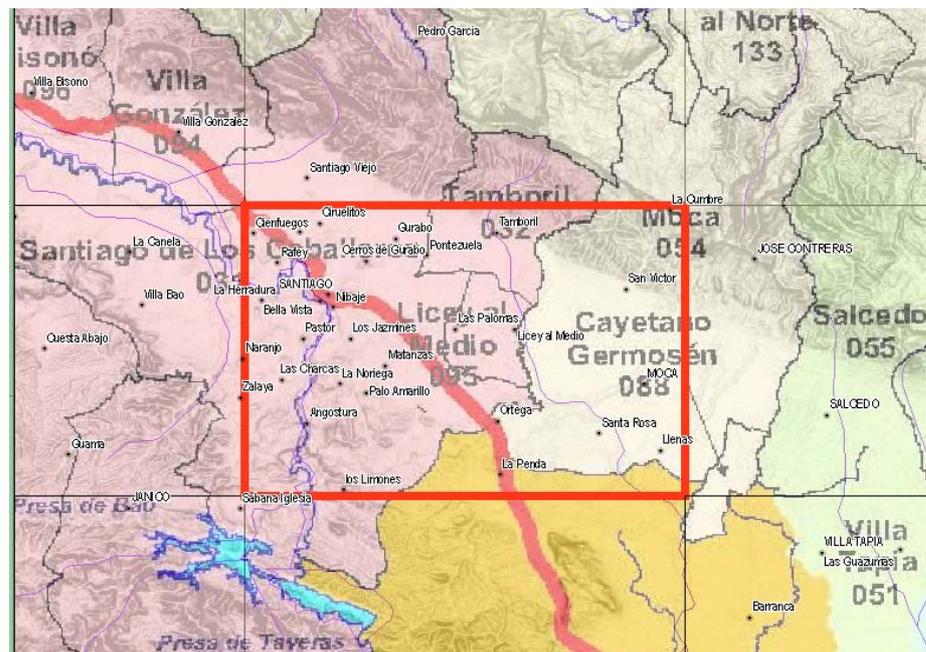


Fig. 2: Ubicación de la Hoja Santiago de los Caballeros (6074-II) en el marco administrativo nacional

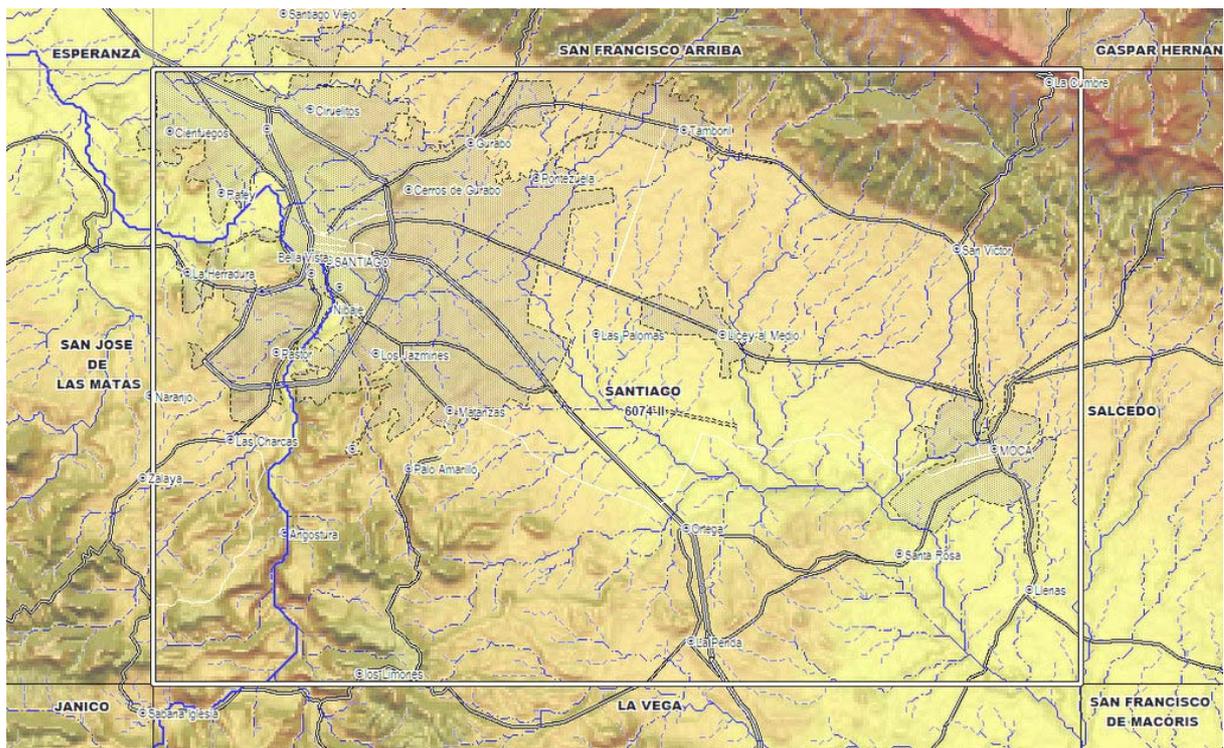


Fig. 3: Morfología de la Hoja Santiago de los Caballeros (6074-II) con red de accesos, drenajes y zonas urbanas.

Desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja, tal como la ciudad de Santiago, se ubica en el centro del Valle del Cibao, constituido al Oeste por el valle aluvial del Río Yaque del Norte y al Este por la terminación NE de la cuenca del Río Yuna. El Valle del Cibao se alarga entre las dos cordilleras, Central y Septentrional (Fig.4). Esta última ocupa el sector NE de la hoja

donde constituye un relieve muy abrupto, limitado al sur por la Falla septentrional. La parte SO de la hoja está constituida por el piedemonte de la Cordillera Central con relieves tabulares escalonados, poco inclinados hacia el NE. Las elevaciones mínimas de la Hoja se ubican en el Río Licey, a su salida de la hoja en la esquina SE (117m) y en el Río Yaque en el Sector NO (139m). La elevación máxima se ubica a la esquina NE de la Hoja en el poblado de la Cumbre (900m). El centro de la ciudad de Santiago culmina a 220m. Al Sur, hacia la Cordillera central, la elevación es de 480m en el sector de Los Limones.



Fig.4: Vista de la ciudad de Santiago en el Valle del Cibao con el Pico Duarte de la Cordillera central al ultimo plano (Foto tomada desde el Hotel Camp David, en las alturas de la Cordillera Septentrio, en dirección SSO)

La divisoria de agua de las cuencas de los ríos Yuna y Yaque divide la hoja en dos partes. El tercio occidental, que corresponde a la cuenca del Río Yaque, presenta una red hidrográfica encajonada en el relieve tabular de las formaciones sedimentarias. Al contrario, los dos tercios orientales, correspondiendo al la cuenca del Río Licey, están ocupados por la llanura de Licey-Moca, poco inclinada hacia el Sur y constituida de un relleno arcilloso cuaternario con un desarrollo superficial de suelos orgánicos negros. En esta llanura la red hidrográfica es poco encajonada. Al contrario, la zona de cordillera al NO presenta una red bien encajonada entre laderas muy inclinadas a lo largo de los arroyos Moca y Canca.

De vegetación nativa en la hoja queda poco; está limitada en las zonas peri urbana o en las pendientes fuertes de la Cordillera Septentrional. Está constituida, en las zonas cordilleranas del Norte, de un bosque de tipo húmedo sub tropical en relictos entre los cultivos de café y los conucos. En las zonas más bajas, esta vegetación corresponde a un bosque espinoso y matorrales de acacias muy tupidos. La llanura de Licey-Moca está antropizada con cultivos inmensos de plátanos alternando en parches con campo de pasto.

En La Hoja, el clima está determinado por la influencia combinada de las Cordilleras Septentrional y Central. La Cordillera Septentrional protege el Valle del Cibao de las depresiones principales llegando del NE, mientras la Cordillera Central bordeando la Hoja al Sur, bloquea las colas de estas depresiones estableciendo un clima templado más húmedo en la zona de Plateau al extremo SO de la hoja.

Los promedios mensuales de las precipitaciones, días húmedos, temperaturas, transparencia, insolación y velocidad de viento aparecen en la Fig. 5.

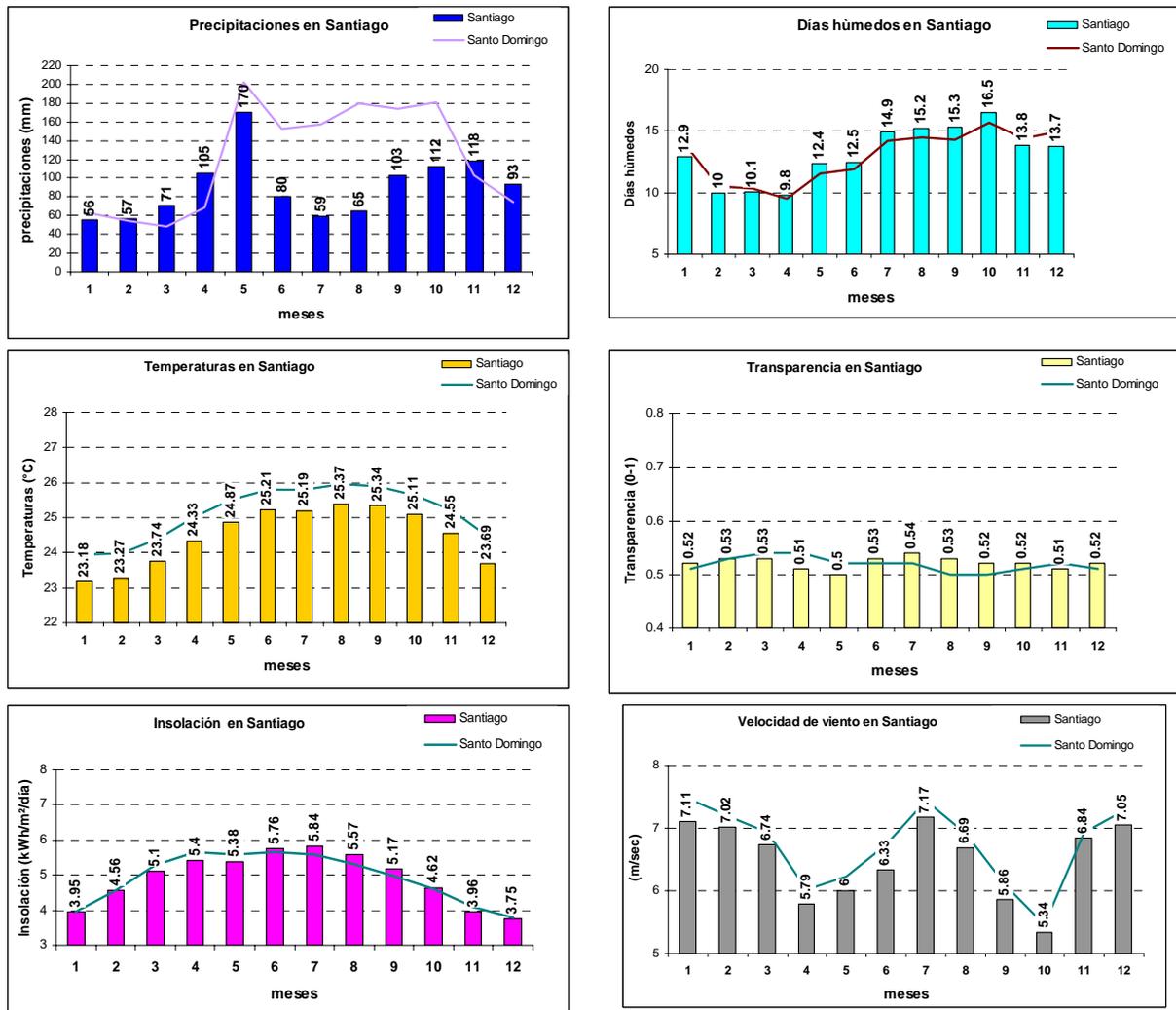


Fig. 5: Gráficos climáticos de los promedios mensuales en Santiago.

El promedio anual de pluviosidad es de 1089mm en Santiago. La alta pluviosidad se reparte en dos temporadas de dos meses, abril mayo y octubre-noviembre. Los días húmedos están a un por medio de 10 entre febrero y abril y presentan un máximo de 18.6 en octubre. Estos promedios son equivalentes a los de la capital Santo Domingo, salvo por la pluviosidad que, en la zona norte de la hoja, son netamente inferiores a los de Santo Domingo entre junio y octubre.

La temperatura promedio mensual presenta variaciones moderadas a lo largo del año con temperaturas superiores a 25°C de junio a octubre, los promedios de temperaturas son liviamente inferiores a los de la capital. Los valores de transparencia del aire e insolación corresponden a los promedios de Santo Domingo.

Los datos demográficos están detallados a continuación en la Fig. 6, con los datos de los censos de 1993 y 2002 y las proyecciones para los años 2007 Y 2008. Se nota, al nivel de la provincia, una densidad muy alta (municipios de Santiago, Tamboril y Licey al Medio).debido a la influencia de de Santiago y de las zonas de actividades de los alrededores (Fig. 7).

	Densidad 1993 hab./ km2	Densidad 2002 hab./ km2	Densidad 2007 hab./ km2	Densidad 2008 hab./ km2
Provincia de Santiago	250	320	359	377
Municipio de Santiago	NA	1150	NA	NA
Municipio de Tamboril	NA	698	NA	NA
Municipio de Licey al Medio	NA	835	NA	NA
Provincia de Espaillat	241	268	280	290
Municipio de Moca	NA	174	NA	NA
<i>Republica Dominicana</i>	150	176	190	199

Fig. 6: Porcentaje de población urbana / rural

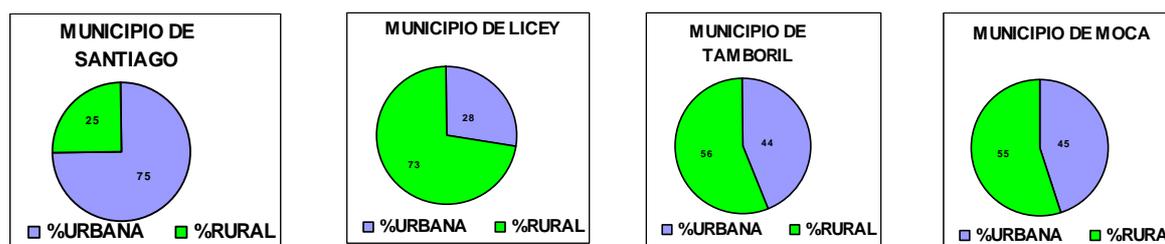


Fig. 7: Datos demográficos

En el perímetro de la Hoja, la densidad de población, es muy contrastada según la vecindad de la ciudad de Santiago. Las fuertes densidades se concentran en la ciudad misma de Santiago y a lo largo del la Auto Pista Duarte, así como en los municipios de Licey al Medio Tamboril y Moca. Al contrario la zona de cordillera al Noreste, así como la esquina Sureste, son poco pobladas.

Históricamente la zona de Santiago esta marcada por terremotos ligados a su ubicación en el tramo de la zona de la Falla septentrional.

Santiago fue fundado como fortaleza a orillas del río Yaque del Norte, por el Almirante Cristóbal Colón en 1495. Esta fortaleza se conoce actualmente bajo el nombre de fortaleza San Luís. En 1504, la ciudad de Santiago fue trasladada, por orden de Ovando, hacia el Norte, en la localidad conocida como Jacagua o actualmente Santiago Viejo al limite Norte de La Hoja.

El 2 de diciembre de 1562 un fuerte terremoto destruye totalmente la ciudad de Santiago, junto a otras colonias españolas entre las que se encontraba La Vega y Puerto Plata. La ciudad es restablecida de nuevo a orillas del río Yaque, donde actualmente está localizada.

Santiago fue también afectada por fuertes terremotos ocurridos en los años 1775 y 1783

El 7 de Mayo de 1842 ocurre otro terremoto de grado IX en la escala MSK en toda la isla que destruye Santiago y Cabo Haitiano, provocando un maremoto en las costas del Norte.

El 29 de diciembre de 1897, otro sismo de grado IX en la escala MSK destruye partes de Santiago y Guayubín, y provoca deslizamientos en las montañas al Norte de Santiago.

El 4 de Agosto del año 1946 ocurre un sismo de magnitud 7.9 (Richter) en el Océano Atlántico al nordeste de la ciudad de Nagua que produjo daños en toda la costa oriental del país, afectando Moca y Santiago.

Santiago de los Caballeros (Tasa de crecimiento 1993-2002: 3.8% anuales) es la segunda ciudad en importancia política y económica de la nación. Es un centro de intercambio de bienes y servicios de todo el Cibao. La actividad económica descansa principalmente en la comercialización de productos agropecuarios y bienes terminados, que le convierte en el gran abastecedor de toda la región norte. Cuenta con una importante zona franca y otras empresas de cemento, pieles, café, licores y tabaco, que conforman el segundo parque industrial del país. En la ciudad de Santiago se asientan sucursales de las principales tiendas, supermercados, restaurantes y entidades financieras del país. En el área de educación, Santiago cuenta con una amplia dotación de centros de enseñanza básica y media, así como dos centros de educación técnico-vocacional. Es sede de dos importantes universidades privadas: Pontificia Universidad Católica Madre y Maestra (PUCMM) y Universidad Tecnológica de Santiago (UTESA), y cuenta con un recinto de la Universidad Autónoma de Santo Domingo.

El municipio de Tamboril (Tasa de crecimiento 1993-2002: 3.1% anuales) es uno de los pilares de la producción agrícola de la provincia, sembrando principalmente plátano, yuca y batata, que abastecen los mercados de Santiago. Tamboril se destaca por la fabricación artesanal de cigarros, cuyo dinamismo en los últimos años se ha sobrepuesto a la actividad manufacturera de embutidos y chocolates que tradicionalmente caracterizó al municipio.

Las principales actividades económicas del municipio de Licey al Medio y de la ciudad de Moca son la producción porcina y avícola, además de la industria de balanceados y la metalmecánica en las zonas peri urbanas. Los sectores rurales se dedican a la producción

de plátanos y yucas en las tierras de la Llanura Lacey Moca, las más ricas del país La producción avícola se desarrolla en la zonas más altas de las laderas de la cordillera (Sector de San Víctor).

Alrededor de las zonas urbanas cabe señalar la producción de café en las laderas de la cordillera septentrional al NE, la producción de cemento en el Sur de Santiago en Palo Amarillo (Cementos Cibao) y próximamente en el sector de la Loma de los Melados en el límite Meridional de la hoja.

La red de carreteras pavimentadas está en buen estado y muy densa en toda la hoja.

1.3. Marco geológico

La geología de la Republica Dominicana se caracteriza por una gran heterogeneidad de materiales sedimentarios y volcánicos representados, a la que hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos acompañados por importantes cortejos filonianos. Esta diversidad de materiales puede apreciarse en el esquema geológico de la Isla que se muestra en la figura Fig. 8

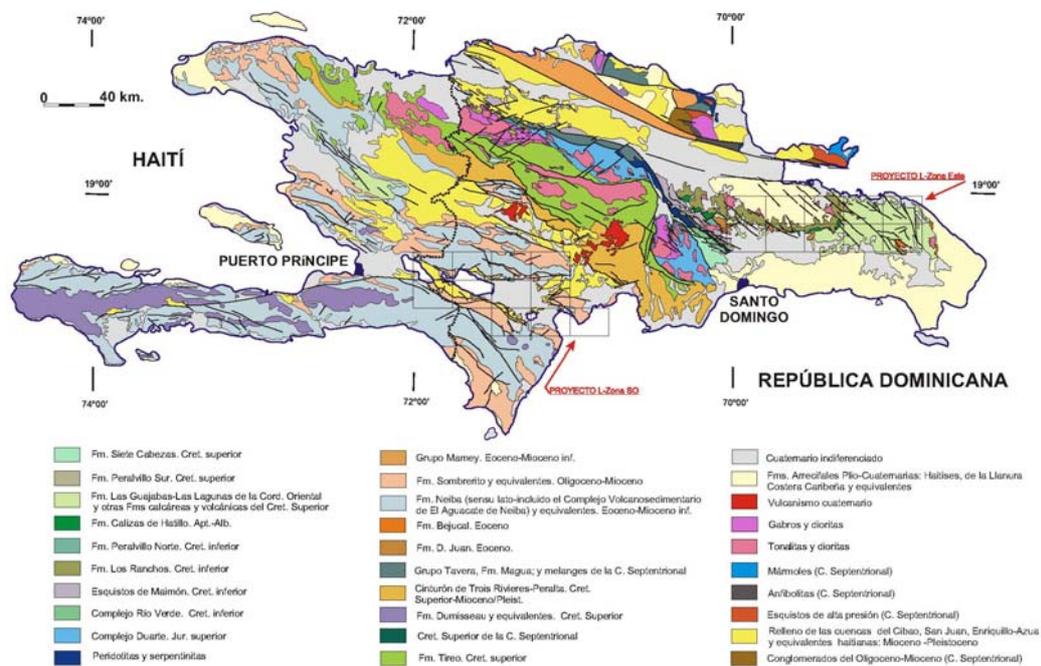


Fig. 8: Esquema geológico de la Isla de La Española

En términos generales la geología de la isla de La Española está controlada por tres factores principales:

- En primer lugar, y al menos durante el Mesozoico, por el carácter oceánico de la isla. La Española estuvo asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de la corteza oceánica. En estas condiciones se producen distintos procesos de subducción, que provocan, 1) la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios, y 2) la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas, unida a la escasa anchura de las plataformas marinas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

- En segundo lugar la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta producción biológica en las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas, muchas veces de tipo arrecifal 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 tasas altas de meteorización que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos, debido a la rápida erosión de los relieves y transporte de sedimentos hacia las cuencas.

-En tercer lugar, la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre transpresivo, que ha afectado a isla desde su formación, y de forma más evidente desde el Paleoceno. Esta tectónica va a dar lugar a

- 1) una elevada tasa de denudación y
- 2) a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar, a su vez, 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 desigual, pudiendo diferenciarse, dentro de la isla de La Española, una serie de dominios unidades morfotectónicas y terrenos tectonoestratigráficos con características diferenciadas (Fig. 9 y Fig. 10). La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros corresponden a materiales de cobertera posteriores a las principales etapas de deformación. La atribuciones estratigráficas de los distintos dominios aparecen en el Fig. 11.



Fig. 9: Principales dominios morfotectónicos de La Española según Lewis y Draper (1991).



Fig. 10: Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann et al. (1991):

- (1) **terrenos** (1)Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle- Bahoruco.
- (2) Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bonao-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, LosPozos-San Juan.

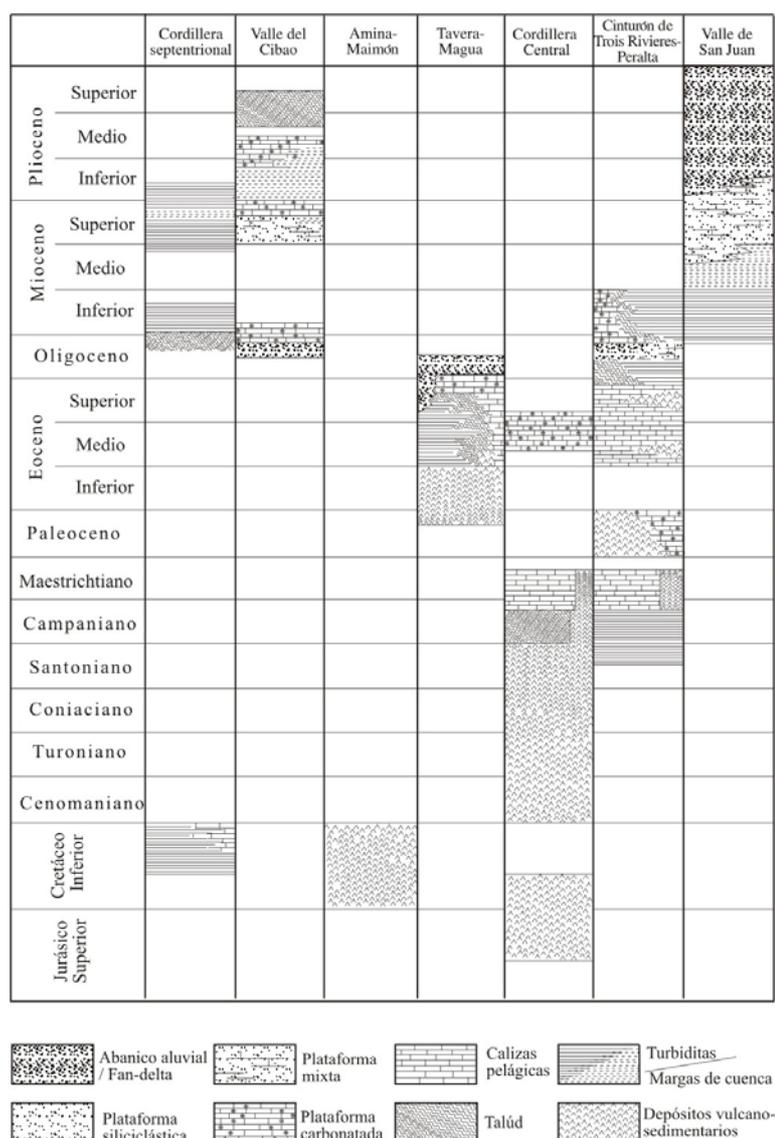


Fig. 11: Cuadro estratigráfico sintético de los distintos dominios

De Norte a Sur los dominios tectonosedimentarios son los siguientes:

- Dominio de la **Cordillera Septentrional y Península de Samaná**, limitado al Norte por el Océano Atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados en la Cordillera Septentrional pertenecen a diversos dominios sedimentarios depositados sobre distintos complejos de basamento. Por un lado, en la parte más septentrional, se encuentran diversos complejos dominados por rocas que han sufrido un metamorfismo de alta presión y que pertenecían a la Placa de Norteamérica. Actualmente se encuentran desmembrados, formando diversos macizos (Samaná, Río San Juan y Puerto Plata). En la parte meridional, los complejos de basamento están dominados por rocas volcánicas y vulcanosedimentarias,

con algunas intrusiones plutónicas, y pertenecían a los diferentes complejos de arco de isla desarrollados en la placa del Caribe (Complejos de Pedro García, Palma Picada y El Cacheal). Por encima de todos estos complejos se encuentran potentes series de carácter fundamentalmente turbidítico, con episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.

- Dominio del **Valle del Cibao**, que abarca un conjunto de materiales de cobertera limitado al Sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior a Plioceno Superior, podría superar los 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional que constituye el límite Norte del dominio. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja, que incluye en la parte alta del Plioceno la formación de subcuencas, dispuestas de forma escalonada, en las que se acumularon grandes espesores de sedimentos. A estos materiales hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el valle del Yaque.

- El dominio de **Amina-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 al Complejo de Amina-Maimón, son depósitos vulcanosedimentarios, de edad Cretácico Inferior. Presentan una intensa deformación y metamorfismo, y no se encuentran nunca al Sur de la Falla de La Española.

-El dominio de **Tavera** tiene su área de afloramiento limitada por el sur por la Zona de Falla de La Española, y está ocupado por una serie compleja, al menos en parte sintectónica, y con espesor de difícil evaluación que incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, series turbidíticas, calizas de plataforma y conglomerados deltaicos y fluviales, todo ello con un rango de edades comprendido entre el Eoceno Inferior y el Oligoceno Inferior.

- El dominio de la **Cordillera Central** se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al Sur por la Falla de San José-Restauración. Los materiales más antiguos que afloran en este dominio son depósitos volcánicos y vulcanosedimentarios, de edad Jurásico Superior-

Cretácico Inferior, que presentan una deformación polifásica y son los incluidos dentro del Complejo Duarte. Sobre este “zócalo” se depositó una potente serie vulcanosedimentaria a la que siguen depósitos de talud y calizas pelágicas, todavía durante el Cretácico Superior, y finalmente calizas de plataforma de edad Eoceno. Todos estos materiales están afectados por deformaciones de carácter transpresivo de intensidad variable según zonas y, además, han experimentado numerosas intrusiones, principalmente de carácter ácido, y diversos grados y tipos de metamorfismo.

- El dominio del **Cinturón de Trois Rivières-Peralta** está limitado al norte por la Zona de Falla de San José-Restauración, y por el sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie con un rango de edades entre el Cenomaniense y el Mioceno Inferior. Los materiales y facies representados son muy diversos, con predominio de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyendo también materiales vulcanosedimentarios, calizas pelágicas y de plataforma, e importantes depósitos sintectónicos.

- El dominio de la **Cuenca de San Juan** se sitúa inmediatamente al sur de la Zona de Falla de San Juan-Los Pozos. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Oligoceno superior al Plio-Pleistoceno. Constituyen en conjunto una serie de relleno de cuenca pasándose de facies turbidíticas gradualmente hasta depósitos fluviales.

- La **Sierra de Neiba**, al sur de la Cuenca de San Juan, forma parte del denominado terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, unidad definida con poca precisión y que en su descripción original también incluye la cuenca de Enriquillo (Mann et al., 1991b). Con directrices cambiantes de ONO-ESE a NO-SE o a E-O, determinadas por la sucesión, en relevo, de pliegues de gran radio y relativamente discontinuos en dirección, esta sierra está formada casi enteramente por litologías calcáreas de edad Eoceno-Mioceno Inferior y, en menor proporción, por litologías margo-calcáreas de edad Mioceno. El límite sur de la Sierra de Neiba, con la cuenca de Enriquillo, corresponde a un límite tectónico formado por una zona de cabalgamientos de relativo alto ángulo con vergencia sur, retocados o asociados a desgarres.

- La **Cuenca de Enriquillo** se extiende con una dirección ONO-ESE entre las sierras de Neiba y Batoruco, y al sur de la sierra de Martín García. El dominio se prolonga también por el norte de esta sierra, donde conecta con la Cuenca de Azua, que a su vez conecta con la

de San Juan, de tal forma que las tres comparten buena parte de su evolución. La cuenca de Enriquillo está rellena por materiales del Mioceno al Cuaternario que, en conjunto, conforman una macrosecuencia somerizante de más de 4.000 de espesor, con ambientes marinos en la base y continentales a techo. Es destacable la presencia en esta cuenca de formaciones evaporíticas de importante espesor.

- La **Sierra de Bahoruco** constituye el dominio geológico más meridional de La Española, y forma parte del terreno Hotte-Serre-Bahoruco. Está constituido por un basamento volcánico de edad Cretácico superior, que representa una porción aflorante del plateau caribeño. Sobre estos materiales volcánicos y sedimentarios pelágicos se encuentra una secuencia principalmente carbonatada, con diversas unidades representadas por calizas de plataforma somera hasta facies de plataforma más externa, de edad Eoceno-Plioceno, que muestran una evolución sedimentaria controlada fundamentalmente por el eustatismo hasta el Plioceno, donde se registra el efecto de la falla transfer de Beata que contribuye, en parte, a la elevación de la Sierra de Bahoruco, producto de una situación geodinámica de convergencia oblicua y transpresión generalizada en toda la isla.

Dentro de la presente hoja los materiales representados y que se describen a continuación corresponden exclusivamente a los dominios de la **Cordillera Septentrional** y **Valle del Cibao**

1.4. Marco geodinámico

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de una cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribeña que desempeña el papel de una zona de convergencia entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico este: las Placa Cocos y Placa Nazca (Fig. 12).

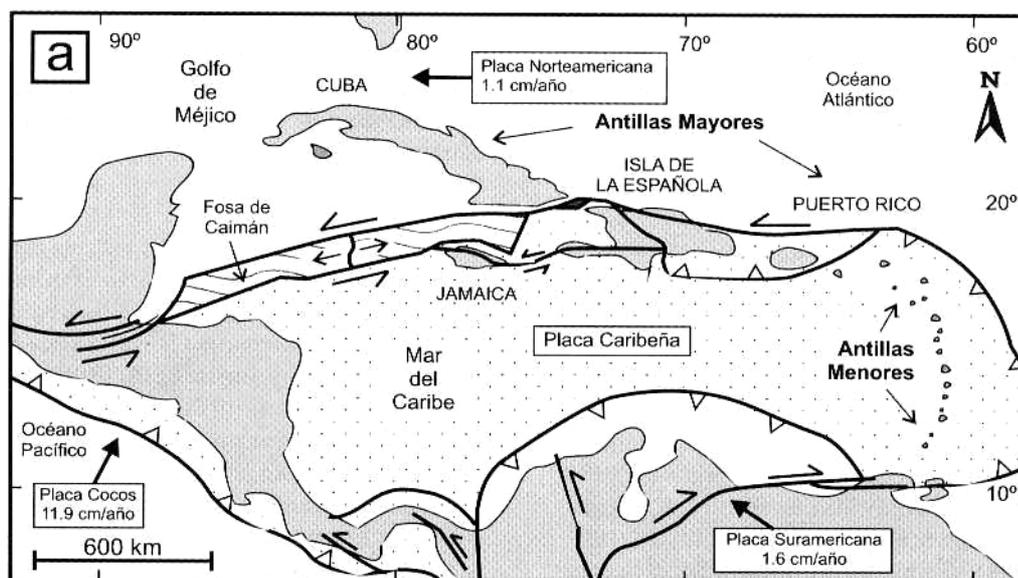


Fig. 12: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. *et al.*, 2002)

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.* 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento de la Cordillera Septentrional de la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

La Isla de 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 y 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 (Fig. 13), 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.*, 1991b).

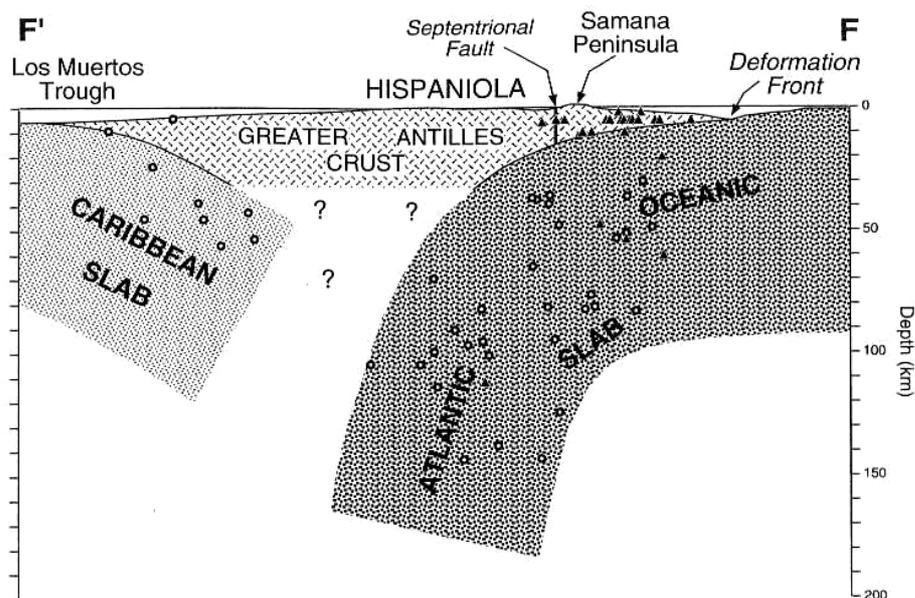


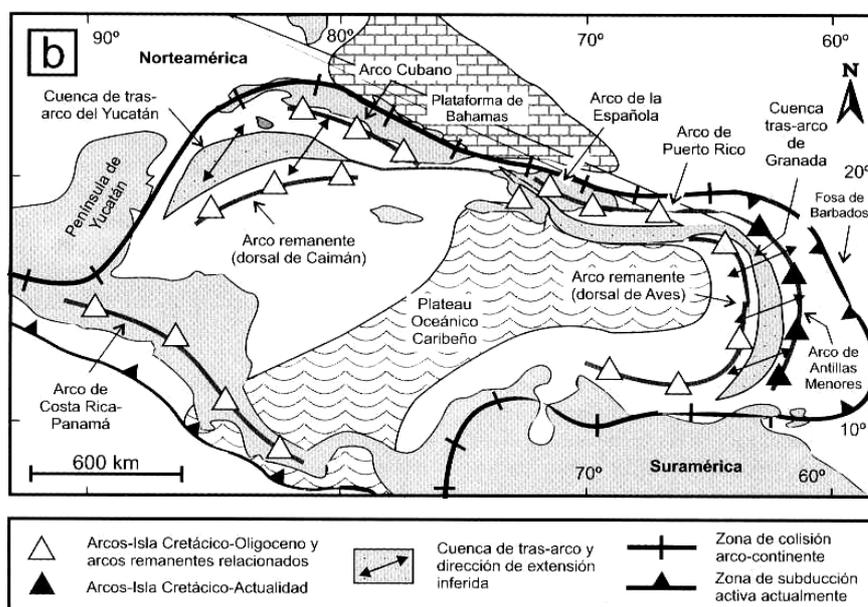
Fig. 13: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. *et al.*, 1998).

La subducción intraoceánica durante el Cretáceo Inferior, en los terrenos actualmente situados al Norte de la Falla de La Española, una gran falla de desgarre que separa los dominios de Amina-Maimón y de la Cordillera Central, daría lugar a la formación de un arco isla primitivo, durante el Aptiense-Albiense (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 Formación Tireo) y numerosas intrusiones gabrodiorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica 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.

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 y Barret, 1990; Pindell, 1994) (Fig. 14).



Con tal marco geodinámico la Isla de la Española tiene una historia ligada a sismos fuertes registrados en la época histórica y lo tuvo probablemente durante épocas geológicas. (Fig. 15 a Fig. 18).

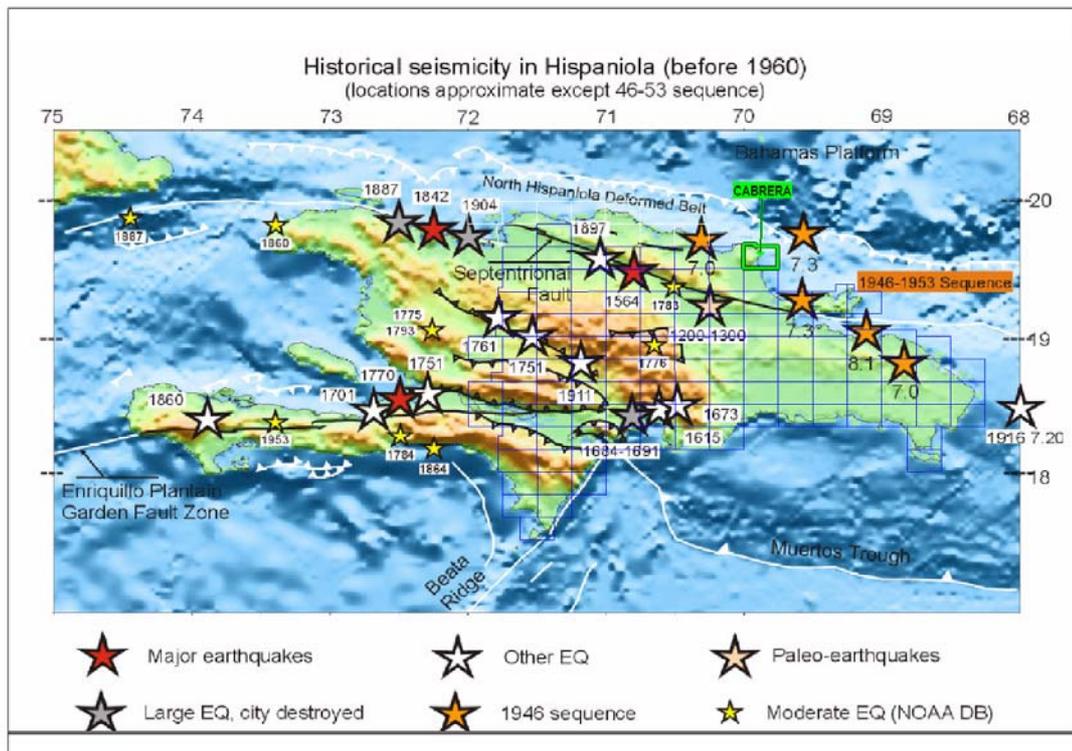
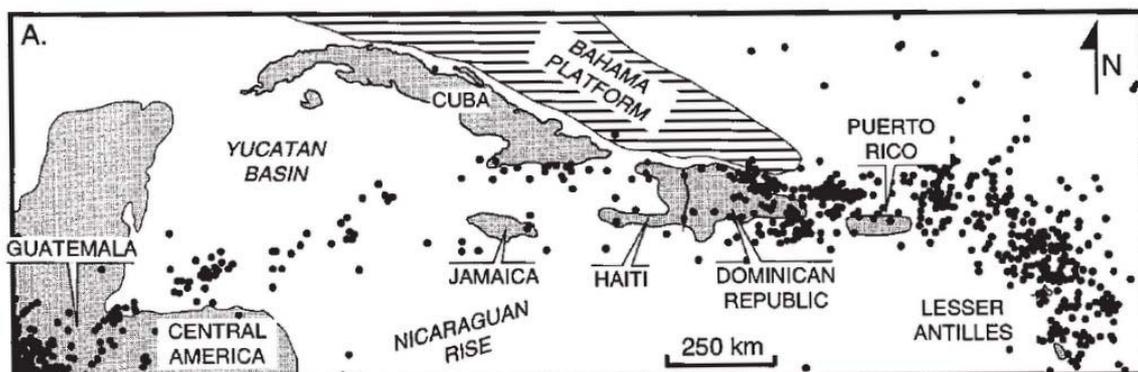
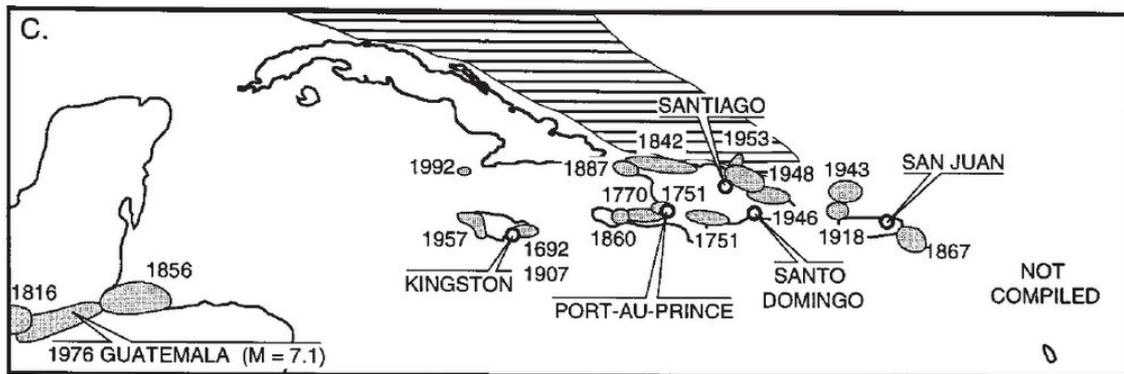


Fig. 15: Mapa de la Isla de la Española con detalle de los principales sismos históricos (Calais E, 2001)



(A) Location map and seismicity (1963–1992, $M > 4.5$, source: International Seismic Commission) of the North America–Caribbean plate boundary zone.

Fig. 16: Ubicación de sismos importantes en el límite de placas Norte America y Caribe (Man P. 1998).



C) Felt zones of large northern Caribbean historical earthquakes modified from Kelleher et al. (1973); Robinson et al. (1958); Plafker (1976); Osiecki (1981); and White (1985). Note dual zone of historical earthquakes in the northeastern Caribbean that corresponds to vague belts of earthquake epicenters in A.

Fig. 17: Areas de percepción de los sismos históricos en el límite de placas Norte America y Caribe.

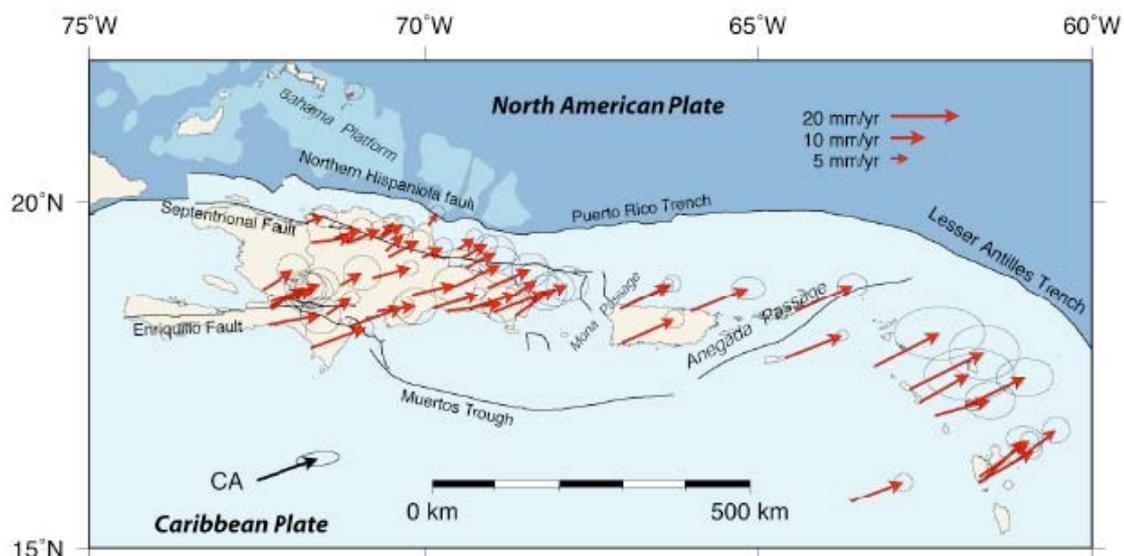


Fig. 18: Velocidades de desplazamientos medidas por GPS en la Zona Noreste del Caribe. (Calais E, 2007)

A continuación están las descripciones de los principales sismos importantes del periodo histórico reportados en varias crónicas o informes. Se limitan a las descripciones de los sismos ubicados en la parte septentrional de la isla.

P. Mann (2003) señala trazas de un sismo importante en las dataciones de neotectónica en las trincheras abiertas en las inmediaciones del Río Licey (Hoja de Santiago) y del Río Cenoví (Hoja de Salcedo) con una ruptura importante del orden de 20km a lo largo de la falla septentrional activa (SFZ). Las dataciones por carbón le dan una edad entre 1030 y

1240. La ubicación se estima en Long.: -70°673 / Lat.:19°777 es decir en las inmediaciones de las ciudades actuales de Moca, Salcedo y Tenares.

El 2 de diciembre de 1562 un fuerte terremoto destruye totalmente la antigua ciudad de Santiago junto a otras colonias españolas entre las que se encontraba La Vega y Puerto Plata. Las crónicas antiguas reportan el hundimiento de la ciudad durante este evento. La ciudad antigua de Santiago establecida en Jacagua al pie del cerro Diego de Ocampo en la Cordillera Septentrional fue a esta ocasión trasladada a la orilla del Rio Yaque.

El 20 de Abril 1564 otro fuerte terremoto con epicentro estimado en Long.: -70.30 y Lat.:19.10 en la hoja Fantino destruyo la antigua ciudad de la Vega establecida en las faldas del Cerro Santo al Este de la ciudad actual. Arazo igualmente la Ciudad de Santiago.

En 1761, ocurre otro sismo en el centro sur de la Isla en el Valle de San Juan con destrucción de Azua, daños en Neiba y San Juan. Se sintió en la Vega, Santiago y Cotui.

En los años 1776 (30/1/1776) y 1783, dos terremotos en el centro de la Isla destruyen Santiago y otras ciudades El epicentro del sismo de 1776 es estimado en Long.: -70.40 Lat.19.0 al Norte de Bonaó. El epicentro del segundo sismo se estima en Long.: -70.40 Lat.19.30 al este de Villa Tapia actual en la Hoja de San Francisco de Macorís.

El Sabado 7 de Mayo de 1842, ocurre otro sismo de grado IX en la escala MSK con el epicentro estimado en el mar frente a en Cabo Haitiano sacude toda la isla y particularmente la costa Norte. provocando un fuerte maremoto en las costas. 5000 a 6000 fallecidos en Haití, destrucción de Santiago de los Caballeros, Cabo Haitiano, Port de Paix y Mole de San Nicolás, Destrucción de muchos edificios en Santo Domingo. El maremoto inundo Monte Cristi y Cabo Manzanillo, logrando extender sus daños hasta la zona de Samaná. En el Cibao las aguas de los ríos Yaque del Norte y Masacre se reunieron, las del Yuna se esparcieron por gran parte del valle de La Vega Real.

El 23 de Septiembre 1887 otro sismo ubicado al Oeste de la Península del Noroeste en Haití provoca un fuerte maremoto que azoto toda la Costa Noroeste de la isla provocando grandes daños en Mole de San Nicolás.

El 29 de diciembre de 1897, otro sismo de grado IX en la escala MSK con epicentro estimado en Long.: -71.01 Lat.19.63 al Norte de Navarrete destruye partes de Santiago y Guayubín, rompe el cable submarino de puerto plata y provoca deslizamientos en las montañas al Norte de Santiago. Estos podrían corresponder a los deslizamientos antiguos conocidos en la Cordillera Septentrional así que otros en el Norte de la Hoja San José de las Matas.

En 1904 un maremoto ligado a un sismo ubicado en el canal de la Mona provoca un maremoto con daños considerables en Samana, Sánchez y Cabo Haitiano. 6000 personas fallecidas.

El 28 de julio de 1943 un fuerte terremoto produjo daños en La Vega, Santiago, Cabrera, Jarabacoa y dejando a estos pueblos sin energía eléctrica., Era un sismo ocurrido en el canal de La Mona a 180km al Este de Santa Barbara de Samana y que generó un enorme maremoto que azotó las costas este de la República Dominicana y desoló el Oeste de Puerto Rico.

El Domingo 4 de Agosto del año 1946 a las 12:55 p.m ocurre un sismo de magnitud 8.1 (Richter) alcanzando intensidades de X y XI en la escala Mercalli Estuvo ubicado en el Océano Atlántico (Long.: -69,51 Lat 19,71) al nordeste de la ciudad de Nagua en la Bahía Escocesa. Se sintió en todo el país donde causó daños estructurales en Puerto Plata, San Francisco de Macorís, Salcedo, Moca, La Vega, Santiago, San Pedro de Macorís, Monte Plata y Santo Domingo. El maremoto consecutivo al sismo provocó entre otros la destrucción total del Pueblo de pescadores de Matancitas al Sur de Nagua. El número de muertos y desaparecidos alcanzó 1970 probablemente minimizado por el régimen del Presidente Trujillo. El mar penetró en los valles del Río Boba y del Arroyo Salado a una distancia de 2 a 5 km y provocó derrumbes de farrallones en toda la costa de Cabrera. Las olas alcanzaron 9 pies de altura. Los pueblos de Cabrera, Nagua y Sánchez quedaron sin comunicación al derrumbarse varios puentes. Es estimado menor que el sismo del 1842. En Moca, Francisco de Macorís, hubo varios daños estructurales. Reportaron que el río Licey que tenía su caudal completamente agotado, volvió nuevamente a correr emergiendo de su lecho abundante caudal de agua..El muelle de Santo Domingo . En Santiago un almacén se desplomó; el canal Presidente Trujillo fue severamente dañado. Los arrecifes y acantilados en Cabrera se desplomaron en grandes masas.

El Jueves 8 de Agosto del año 1946 a las 8h 30 a.m ocurre otro terremoto submarino de magnitud 7.9 (Richter) de en la Bahía Escocesa (Long.: -69,40 / Lat. 19,60) frente a El Limon así que otro el 21 del mismo mes. Estas réplicas de los 8 y 21 de Agosto fueron tan fuertes como el sismo del 4 provocando un pánico general. En un año se registraron cerca de 1200 réplicas de este terremoto.

El 21 de abril de 1948, en Santo Domingo, La Vega, Santiago, Bayaguana, Yamasá, e Yaguate un sismo fue sentido fuertemente y se produjeron grietas en diferentes estructuras y averías de poca consideración.

El 31 de mayo de 1953 Puerto Plata fue el poblado más afectado con la ocurrencia de un fuerte terremoto cuyo epicentro estuvo ubicado 30km al Este entre Cabarete y Sabaneta de Yasica (Long.: -70,70 / Lat.: 19,80) . En San Francisco de Macorís la electricidad fue interrumpida, igual en La Vega y Santiago, quedando sin comunicación. Varios edificios fueron dañados en Loma de Cabrera, Abréu y todos los pueblos del Norte.

El 22 de septiembre 2003 el sismo de Magnitud 6.5 cuyo epicentro se ubicaba en la zona de Puerto Plata (Long.: -70°673 / Lat.:19°777) provocó daños principalmente estructurales. Las áreas de mayor impacto se localizaron hacia el oeste de la ciudad donde varios ríos intermitentes fueron depositando sus aguas y sedimentos. Estas áreas ocupan las zonas topográficas más bajas de la ciudad con lo que gran parte de las edificaciones reposaban sobre sedimentos aluvionales y suelos orgánicos compresibles. Se produjeron importantes daños en estructuras, pavimentos, líneas de servicios vitales y deslizamientos en taludes de cañadas y vías. Se reportaron 3 fallecidos y 30 heridos de diversa consideración, además de numerosos daños en infraestructura. Hubo daños estructurales menores en la ciudad de Santiago.

1.5. 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 (Fig. 19), y la de Vokes (1989), en la que se realizan importantes precisiones sobre la estratigrafía y bioestratigrafía de la zona.

Table 1.—Stratigraphy of the Cibao Valley, northern Dominican Republic, as interpreted by authors of pertinent papers.

authors	Maury 1917 b	Maury 1919	Cooke 1920 1921	Vaughan et al. 1921	Maury 1929 1931	Weyl 1940	Bermudez 1949	Butterlin 1954	Ramirez 1956	Weyl 1966	van den Bold 1968	van den Bold 1969	van den Bold 1972	Bowin 1975	Seiglie 1978	Dorreen 1979	Vokes 1979	present paper
Pleistocene																		
Miocene																		
Oligocene																		

Fig. 19: 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, K y L 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

A continuación, depuse de la presentación de los rasgos generales de cada dominios se describen las formaciones presentes en la hoja así como los depósitos cuaternarios que cubren partes de estas en ambos dominios

Son en el Dominio de la Cordillera Septentrional

- **El Miembro Pociguilta y la Formación La Toca** perteneciendo a la Unidad Altamira-La Toca
- **La Formación Villa Trina**
- **La Formación Los Haitises**

En el dominio Dominio del Cibao

- **La Formación Jánico**
- **La Formación Conglomerado Bulla**
- **La Formación Cercado,**
- **La Formación Gurabo,**
- **La Formación Mao**

Cuaternario

2.1. Paleógeno - Neógeno del Dominio de la Cordillera Septentrional

2.1.1. Presentación y antecedentes

La Cordillera Septentrional de La Española está formada por una cadena de montañas, alargada en sentido ESE-WNW, con una máxima elevación de 1249m (Pico Diego de Ocampo) en su parte más o menos central. Se extiende desde las localidades de Nagua, en el sector más oriental, hasta Montecristi, en el extremo noroccidental, a lo largo de casi 200 kms. El límite de la Cordillera, por el sur es con la Cuenca del Cibao, a través de la Zona de Falla Septentrional, una zona de falla sísmicamente activa, con carácter inverso y sobre todo, lateral izquierdo, relacionado todo ello con el movimiento lateral entre las placas norteamericana y caribeña. El resultado de esta situación geodinámica es que a partir de la subducción oblicua de la plataforma carbonatada de Las Bahamas, situada en la placa norteamericana, se produce un contexto fuertemente transpresivo en toda la cadena que continúa siendo activo hasta hoy día (Rosencrantz et al., 1988; Mann et al., 1991, Grindlay et al., 1997; Dolan et al., 1998; Mann et al., 2002; Tabrez Ali et al., 2008).

La Cordillera Septentrional está formada por unos conjuntos de rocas volcánicas y metamórficas, de edad Cretácico-Paleoceno, de diferentes características y orígenes, que constituyen el sustrato de las cuencas sedimentarias que se desarrollan discordantes a estos complejos. Se localizan, por un lado, complejos formados mayoritariamente por rocas metamórficas de alta presión, con rocas plutónicas y volcánicas en menor grado, situadas al norte de la Falla de Camú (Complejo de Puerto Plata), y de la Falla Septentrional (Complejo de Río San Juan, Nagle, 1979; Pindell y Drapper, 1991) y complejos de rocas ígneas, volcánicas y plutónicas (El Carcheal, Palma Picada y Pedro García), situados entre la zona de falla de Camú y la Zona de falla Septentrional, sin metamorfismo y con una cierta influencia de procesos vulcanosedimentarios (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986; Calais et al., 1992). Estas diferencias en el sustrato dieron lugar a una primera división de la Cordillera Septentrional en bloques, propuesta por de Zoeten (1988), y seguida por de Zoeten y Mann (1991, 1999), donde definen tres bloques diferentes, denominados Bloque de Altamira, Bloque de La Toca y Bloque de Puerto Plata, separados por zonas de falla (Zona de falla de Río Grande y Zona de falla de Camú).

Además de las diferencias en el sustrato de cada bloque, también argumentan diferencias estratigráficas y sedimentológicas en las unidades sedimentarias depositadas sobre los complejos ígneos y metamórficos en cada Bloque, distinguiendo diversas formaciones, que ha dado lugar a una terminología estratigráfica amplia pero que, en ocasiones, ha resultado confusa. Por todo ello, en la Cordillera Septentrional, uno de los objetivos prioritarios de este trabajo ha sido el de comprobar la nomenclatura y criterios estratigráficos existentes previamente, y su funcionalidad. A partir de los nuevos datos cartográficos, estratigráficos y sedimentológicos obtenidos, se ha intentado establecer una estratigrafía conjunta para toda la Cordillera Septentrional de manera que se pueda entender mejor la evolución geológica de la cadena.

Según nuestra opinión, el uso de una terminología de bloques para todos los materiales de la Cordillera Septentrional puede resultar inapropiado en determinadas ocasiones, debido principalmente a que puede entenderse una aloctonía generalizada para las rocas de toda la Cordillera. Solamente desde el punto de vista de los complejos ígneos y metamórficos existirían diferencias sustanciales entre los materiales pertenecientes a los complejos de alta presión (Samaná, Rio San Juan y Puerto Plata) y los complejos volcánicos y vulcanosedimentarios (El Cacheal, Palma Picada y Pedro García), por pertenecer a dominios suficientemente diferentes. Sin embargo, desde el punto de vista sedimentario, las diferencias no son tan notables e, incluso, existe una cierta homogeneidad estratigráfica que ha justificado la propuesta de un nuevo esquema de la estratigrafía de la Cordillera Septentrional.

En este contexto es de resaltar la no existencia de trabajos estratigráficos de detalle en la Cordillera Septentrional, al margen de algunos estudios aislados y carentes de un contexto cartográfico adecuado, y menos aún, existen descripciones sedimentológicas, por lo que no hay apenas antecedentes sobre la estratigrafía y sedimentología de las rocas sedimentarias que afloran en la Cordillera Septentrional. En este informe, para facilitar la descripción de las unidades, se han distinguido diferentes sectores a lo largo de la Cordillera Septentrional, que presentan organizaciones estratigráficas ligeramente distintas en el detalle, aunque parecidas y relacionadas de manera general.

Los sectores o dominios que se han diferenciado en este proyecto han sido, para la Zona Occidental: sector de Altamira-El Mamey y sector de Imbert-Puerto Plata, y para la Zona Oriental: sector de Tenares-Gaspar Hernández y sector de Villa Riva-Pimentel, este último

encuadrado en el dominio de la Elevación de San Francisco de Macorís (San Francisco Ridge), dominio algo distinto de la Cordillera Septentrional, aunque claramente relacionado.

La presente hoja se ubica en el límite oriental del sector de Altamira-El Mamey con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández. El sector de Altamira-El Mamey corresponde al sector delimitado por la Zona de Falla Septentrional al sur y por la Zona de Falla de Camú al norte, todo ello encuadrado en la mitad occidental de la Cordillera Septentrional. Al este de la transversal de Puerto Plata a Salcedo el límite con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández está por debajo de los materiales del Mioceno superior-Plioceno de Villa Trina y Haitises.

Las características de este sector son que está compuesto por un conjunto volcánico, plutónico y vulcanosedimentario de edad Cretácico?- Paleogeno, que clásicamente está compuesto por tres grandes grupos, de oeste a este: *El Cacheal*, *Palma Picada* y *Pedro García* (Bowin and Nagle, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; Calais et al., 1992). Estos tres grupos mantienen características petrológicas y sedimentológicas similares y constituyen el basamento de las rocas sedimentarias depositadas por encima. Aún con características similares, en la región de El Mamey-Imbert se encuentra la Fm Los Hidalgos, de edad Paleoceno superior-Eoceno inferior (Eberle et al., 1982; de Zoeten y Mann, 1999), no incluido en el complejo de Palma Picada, que mantiene rasgos comparables a la parte sedimentaria de la unidad de El Cacheal (grauvacas, tufitas y calizas grises oscuras).

Por encima de estos grupos y de la Fm Los Hidalgos se encuentran discordantes diversas unidades de carácter turbidítico que se desarrollan desde el Eoceno superior al Mioceno inferior (al menos en parte). Estas unidades se han denominado de diversas formas en los trabajos previos y fundamentalmente corresponden a las *Formaciones Altamira* (Redmond, 1982), *Las Lavas* y *La Toca* (Redmond, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999).

En este informe se propone la denominación de **Unidad de Altamira-La Toca** para incluir a todos estos materiales de afinidad turbidítica, previamente encuadrados en las Fms Altamira, Las Lavas y La Toca. Las razones para la agrupación de las Fms Altamira, Las Lavas y La Toca en la misma unidad (Unidad Altamira-La Toca) han sido puramente litoestratigráficas, al tratarse todas ellas de series muy similares desde el punto de vista litológico. Los argumentos de procedencia de la composición de areniscas y conglomerados dado por de Zoeten y Mann (1999) no justifica la denominación de una nueva formación, y solamente evidencia diferentes áreas fuente dentro de la misma unidad, que corresponde al

relleno de una misma cuenca sedimentaria. Los datos de edad y las relaciones con los materiales infra y suprayacentes avalan también que se trate de una misma unidad que registra una evolución lateral propia de una cuenca generada en un contexto lateral con influencia de diferentes terrenos en cada sector de la cuenca.

La Unidad de Altamira-La Toca puede dividirse en diversas subunidades con rango de “miembro”, algunas de las cuales coinciden con las unidades previamente descritas, y que solamente funcionan con carácter local. Las subunidades son, de muro a techo:

- conglomerados de *Ranchete*,
- alternancia de areniscas y lutitas de *Cañada Bonita*,
- brechas y calcarenitas del *Limón*
- alternancia de areniscas y lutitas de *Pocilguita*.

De esta manera, en aquellos lugares en los que tenga sentido distinguir uno de los miembros, éstos se pueden utilizar, y de lo contrario, en los lugares donde no sea posible su diferenciación, se propone que se designen con el término general de Unidad de Altamira-La Toca. Se ha procurado mantener los nombres previamente dados a estos conjuntos de rocas por los diversos autores que los definieron (p. ej., de Zoeten y Mann, 1991; 1999).

En el extremo occidental de este sector de Altamira-El Mamey, a medida que nos desplazamos hacia el oeste de la transversal de El Mamey existen importantes diferencias en la estratigrafía, desapareciendo por completo la Unidad de Altamira-La Toca y apareciendo una nuevas unidades, también con características turbidíticas: la **Unidad de La Jaiba** y la **Unidad de Gran Mangle** (Calais et al., 1992), discordantes por encima de la Unidad de Altamira-La Toca y de la Unidad de El Cacheal. Esta unidad Gran Mangle es de edad Mioceno inferior a superior y constituye la unidad cartográfica más representada en el extremo occidental de la Cordillera Septentrional.

Cubriendo todas estas unidades se encuentran, finalmente, sedimentos marinos de edad Mioceno superior a Plioceno, que, tras una transgresión generalizada, muestran una evolución regresiva desde materiales margosos con fauna pelágica, agrupados en la **Fm Villa Trina** hacia diversos sistemas de plataformas carbonatadas someras que se han encuadrado dentro de la **Fm Los Haitises**. Estos materiales, o sus equivalentes, cubren todos los sectores de la Cordillera Septentrional..

2.1.2. Descripción particular a la Hoja

2.1.2.1. Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta: Alternancias rítmicas turbidíticas de calcarenitas y arcillas margosas con fósiles vegetales-02- (Oligoceno superior - Mioceno inferior)

El miembro Pociguilta de la Unidad Altamira-La Toca aflora en el sector NE de la Hoja. Constituye una faja estrecha limitada al Sur por la falla MFFZ y al Norte por otra falla que la separa de la formación La Toca del Mioceno inferior a medio. Ocupa 25 km², representando 5% de la superficie de la Hoja (Fig. 20). La litología dominante está constituida de alternancias marcadas, muy rítmicas, de margas y de areniscas calcáreas

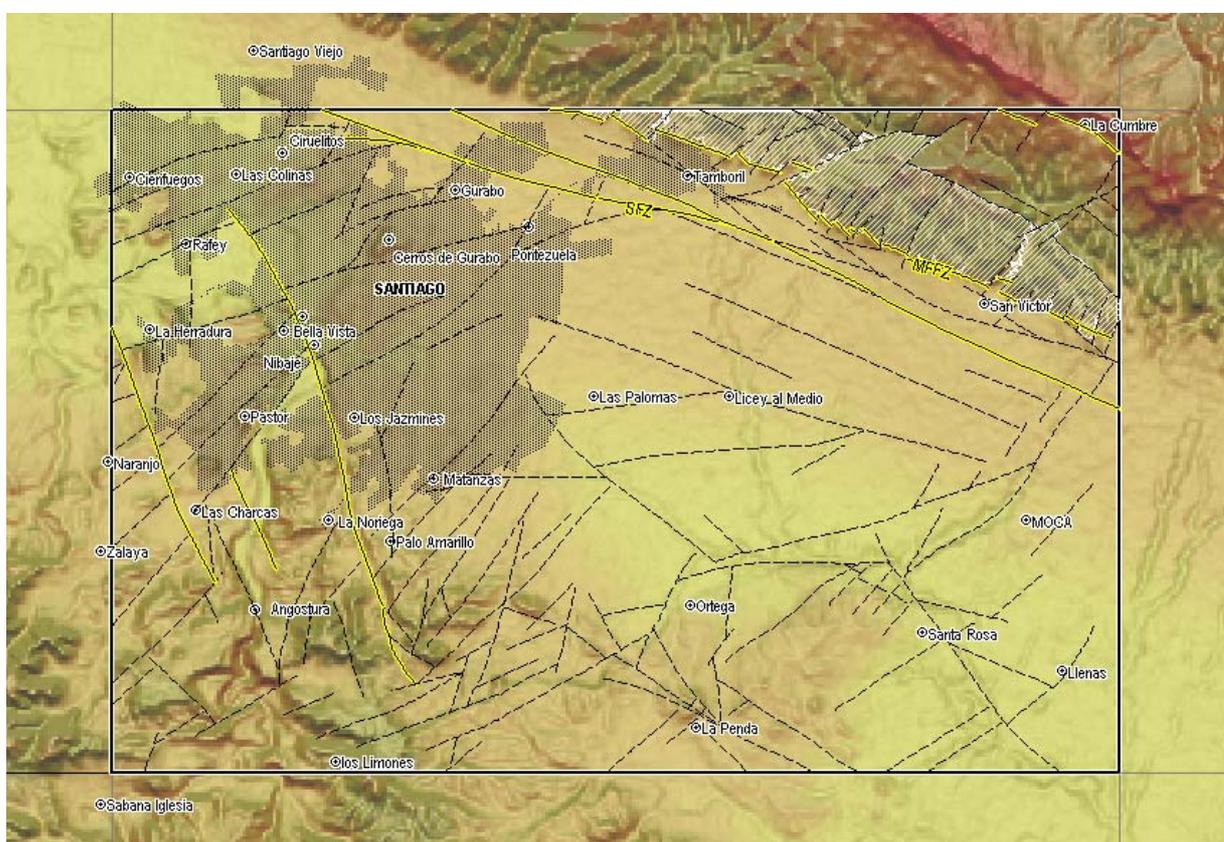


Fig. 20: Ubicación de la Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta (Blanco) en el marco de la hoja con fondo del talud de pendiente del SRTM

Las alternancias son muy regulares (Fig. 21) Están constituidas de niveles decimétricos a semimétricos más indurados de areniscas calcáreas laminadas, de color gris marrón a beige, de grano medio a grueso, con matriz calcárea constituyendo 20 a 50% del total (Fig. 22 a Fig. 24). La clasificación es granocreciente en los niveles arenosos (Fig. 25). Hacia techo las areniscas son menos representadas y el grano evolua hacia medio fino. Los niveles finos a techo de las secuencias arenosas suelen contener fósiles de hojas

centimétricas. (Fig. 26). En una localidad (Fig. 27) se observa una intercalación de 60cm de conglomerado de cantos cm, redondos, bien clasificados, polimicticos (chert negro, calizas micríticas beige café, calizas finas negras) en una matriz arcillosa carbonatada. Estos conglomerados sobreyacen margas beige, pasando lateralmente y a techo, a areniscas calcáreas de grano grueso.

Las margas constituyen entre 50 y 80% del total. Se trata de margas siltíticas, particularmente a la base, de color pardo oscuro a gris beige cuando meteorizadas. Locamente se presentan en niveles de potencia métrica y tienen un aspecto noduloso espectacular (Fig. 28).

Frecuentemente se puede observar figuras de slumps de extensión plurimétrica (Fig. 29). Al nivel de la falla MFFZ las alternancias están completamente verticalizadas o plegadas con inversión de polaridad (Fig. 30).

La potencia se estima a 300m. No se observa la formación infrayacente y el contacto con la Fm La Toca, suprayacente, corresponde a una falla con discordancia angular visible en las orientaciones morfotopográficas.

De las dataciones realizadas por microfauna solo una (25PU9689) presenta una fauna valorizable, indicando clastos retrabajados del Campaniense-Maestrichtiense, del Eoceno medio y del Mioceno, lo que establece para este miembro una edad mínima miocena.



Fig. 21: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - Vista de las alternancias rítmicas de calcareniscas y margas en una nueva cicatriz de derrumbe en la parte media del Río Moca. Punto 25PU9743 Lat.:19°46258/Long.: -



Fig. 22: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - Vista de las alternancias rítmicas de margas con niveles decimétricos de calcareniscas en el vertedero de Tamboril al límite Norte de la hoja Ppunto 25PU9646 Lat.:19°5043/Long.: -70°62732

70°52602



Fig. 23 Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta – Vista de alternancias de 70% de margas grises siltíticas nodulosas con siltitas calcáreas grises



Fig. 24 Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta – Alternancias rítmicas dm bien marcadas de 20% de areniscas calcáreas de grano medio laminadas con intercalaciones de 80% de margas siltíticas grises en el Río Moca a proximidad de la MFFZ.

25PU9735 Lat.:19°45511/Long.: -70°52888

Siltitas destacadas con la meteorización de color beige. Derrumbes - bloques de alternancias basculados y movidos en la carretera Moca La Cumbre 25PU9817 Lat.:19°47061/Long.: -70°52196



Fig. 25: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta Nivel de areniscas calcáreas laminadas de grano medio grano decreciente con intercalaciones de siltitas calcáreas y de margas siltíticas beige.



Fig. 26: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - areniscas con restos de fósiles vegetales

25PU9744 Lat.:19°46386/Long.: -70°52426



Fig. 27: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta Nivel (60cm) de conglomerado de cantos sobre yaciendo a margas beige - evolución a areniscas calcáreas de grano grueso hacia techo.

25PU9694 Lat.:19°49123/Long.: -70°56591



Fig. 28: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - Margas marrón nodulosas.

25PU9692 Lat.:19°48795/Long.: -70°57233

25PU9762 Lat.:19°46738/Long.: -70°53462



Fig. 29: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta: Alternancias dm de 50% de margas grises de meteorización beige y 50% de niveles bien individualizados de areniscas gris marrón de grano medio poca clasificadas con matriz calcárea. Figuras de slumps muy destacables

25PU9645 Lat.:19°50332/Long.: -70°62782



Fig. 30: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta – Alternancias verticalizadas en la Falla MFFZ.

25PU9725 Lat.:19°46259/Long.: -70°55218

2.1.2.2. Unidad Altamira-La Toca / Formación La Toca: Alternancias rítmicas margas y siltitas calcáreas nodulosas de color chocolate a gris azul- 03 - (Mioceno inferior - medio)

La formación La Toca ocupa 7.8 km² en la hoja equivalente a 1.7% de la superficie total. Constituye una faja orientada ONO-SSE en la esquina Noreste de la hoja parcialmente escondida por deslizamiento de masa proviniendo de la Cordillera (Fig. 31)

Esta constituida principalmente de margas con escasas intercalaciones de areniscas finas, siltitas y conglomerados y brechas de "debris flows". Las margas son masivas o bien estratificadas en el caso de afloramientos nuevos (Fig. 32). Son de color gris oscuro, gris azul o marrón chocolate meteorizadas a ocre beige.

La fracción arcillosa de las margas es de tipo expansiva que se traduce por grietas de desecación frecuentes y una deestructuración sistemática de los afloramientos naturales. Particularmente en el límite oriental de la zona de exposición donde la formación aparece en formas de arcillas deestructuradas con numerosos deslizamientos de taludes (Pozo de la Palma). Esta deestructuración de los afloramientos y la frecuencia de los deslizamientos se traducen por una morfotopografía suave poco orientada a la diferencia de la Formación Las Lavas aflorando al Sur. Gran parte de la probable zona de la formación La Toca hacia al norte esta tapada por importantes deslizamientos de masa, cuya origen podría ser relacionada con las arcillas de la formación;

Localmente en las margas aparecen intercalaciones siltíticas de potencia semimétricas (Fig. 33). En el punto 25PU9819 Lat.:19°47394/Long.: -70°52017 se observa en el piso de la cantera las margas laminadas de color gris oscuro (Fig. 34). Encima de estas margas en contacto muy neto ondulado (Fig. 35) se dispone un nivel o masa caótica de "debris flows" de 7m de potencia con cantos muy polimicticos y heterométricos centimétricos a bi-métricos. En estos cantos se distinguen:

- cantos blandos dm de siltitas margos doblados, (Fig. 36)
- bloques de calizas coralinas,
- gravas muy redondas de chert,
- niveles y cantos calizas micríticas beige,
- inyecciones de material conglomerático con cantos de color gris, negro blanquecino (Fig. 37).

En la parte superior aparecen niveles bidecimétricos de calcarenitas amarillentas tableadas naranjas perteneciendo a la Formación Villa Trina (Fig. 34).

Este nivel, ubicado en la parte meridional de la Formación La Toca, podría marcar el límite o el contacto con la Formación Villa Trina, que empieza su depósito, por lo meno en el sector de Moquita, con un conglomerado de extensión discontinua, descrito a continuación.

La potencia de la Formación se estima a 200m..

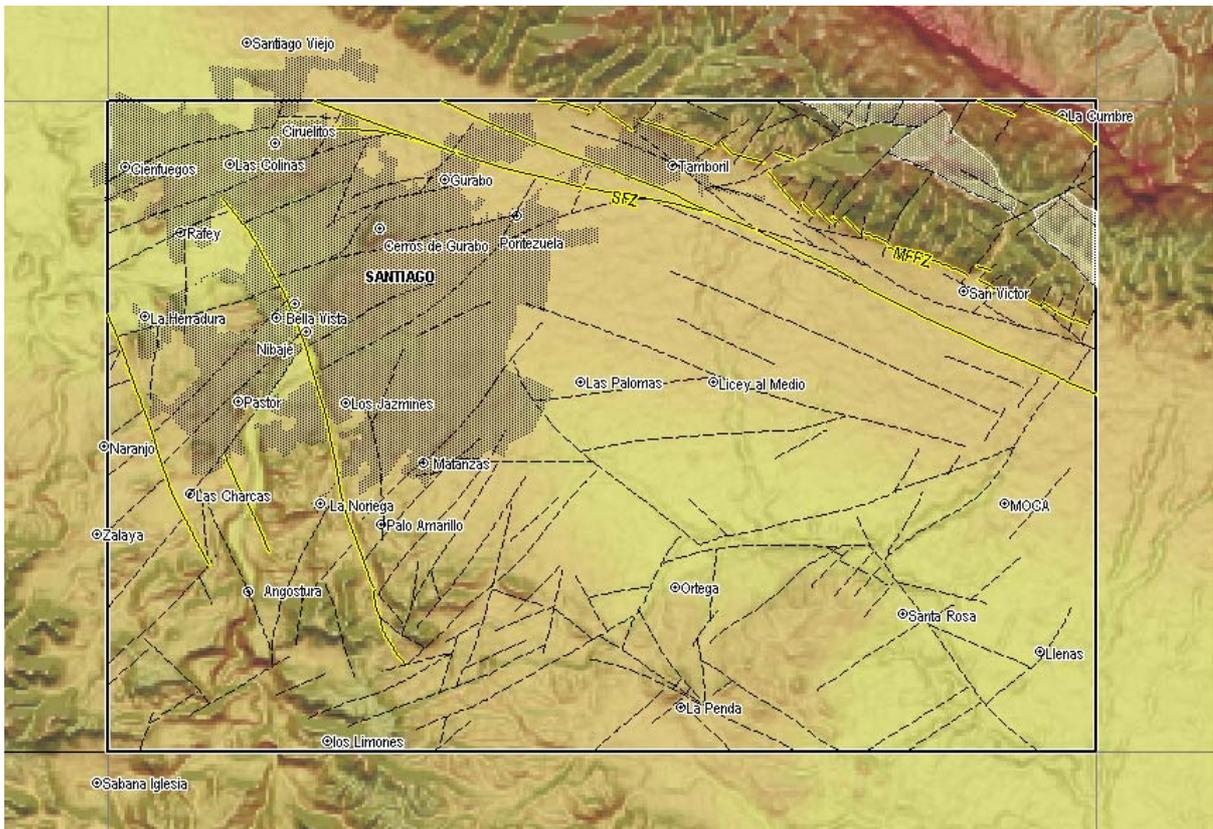


Fig. 31: Repartición de la Formación La Toca (Blanco) en el marco de la hoja con fondo del talud de pendiente del SRTM



Fig. 32: Formación La Toca: Margas marrón, nodulosas, con arcillas expansivas calcáreas e intercalaciones calcáreas nodulosas amarillentas.

25PU9767 Lat.:19°483/Long.: -70°54077



Fig. 33: Formación La Toca: Margas y siltitas beige marrón en alternancias dm discretas formando secuencias métricas - los niveles dm de siltitas aparecen húmedos por la porosidad.

25PU9770 Lat.:19°48716/Long.: -70°54091



Fig. 34: Formación La Toca: Vista de las margas siltíticas grises oscuras infrayaciendo a la masa de "debris flows" y niveles de calizas micríticas beige de la Formación Villa Trina en la parte superior

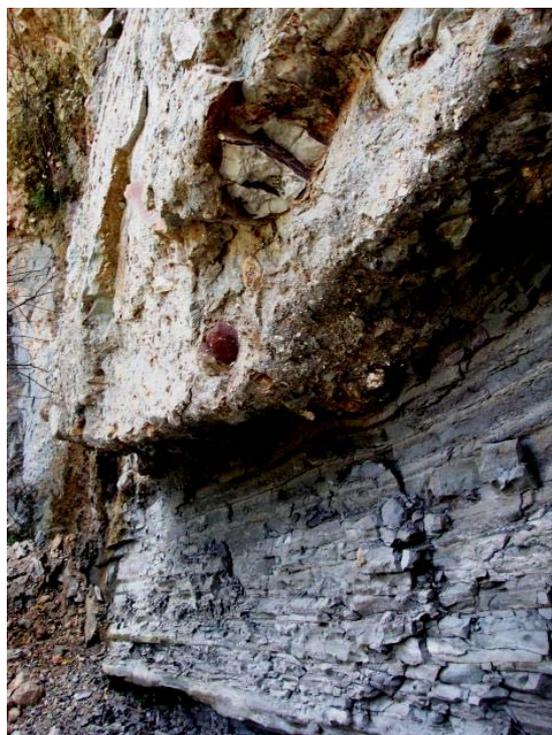


Fig. 35: Formación La Toca: Vista de detalle de las margas siltíticas grises oscuras infrayaciendo a la masa de "debris flows"

25PU9819 Lat.:19°47394/Long.: -70°52017

25PU9819 Lat.:19°47394/Long.: -70°52017



Fig. 36: Formación La Toca: detalle de los cantos blandos de siltitas calcáreas laminadas doblados en el "debris flows"

25PU9770 Lat.:19°48716/Long.: -70°54091



Fig. 37: Formación La Toca: Vista de material conglomerático en diques con bloques, cantos de calizas micríticas beige, gris, gravas muy redondas de chert y de roca intrusiva.

25PU9819 Lat.:19°47394/Long.: -70°52017

2.1.3. Formaciones Villa Trina y Los Haitises (Mioceno medio - Plioceno)

2.1.3.1. Presentación y antecedentes

Villa Trina es el nombre antiguo de la localidad de José Contreras, en las estribaciones de la Cordillera Septentrional (Hoja de Salcedo). La formación corresponde a una serie potente turbidítica dominada por margas e intercalaciones de calizas bioclásticas, de edad Mioceno medio-superior - Plioceno inferior, reconocidos en el conjunto de la Cordillera Septentrional. Constituye una cobertura monoclin al Norte que se desarrolla en ligera discordancia (inferior a 10°) sobre las formaciones anteriores (Vaughan T.W. et al, 1921, de Zoeten R. y Mann P., 1991). Su potencia es variable, superando los 800 m en la Loma Isabel de Torres que domina Puerto Plata y, donde se encuentra la formación (Pindell J.L. y Draper G., 1991). La parte inferior contiene algunos niveles de conglomerados, después margas y argilitas ricas en foraminíferos planctónicos, que predominan en el resto de la unidad. Hacia techo, la serie se enriquece en capas de micrita arcillosa y en calcarenitas organogénicas. El techo de la formación, denominado como miembro de La Piedra,

corresponde a depósitos de plataforma arrecifal. Las observaciones realizadas en otras hojas en el curso de este proyecto permiten atribuir estas calizas a la Formación Los Haitises bien desarrollados al noreste y sureste de la Isla.

2.1.3.2. Descripción particular a la Hoja

La formaciones Villa Trina y Haitises se exponen en la esquina Nororiental de la Hoja donde ocupan 2 km² equivalente a 0.4% de la Hoja. Gran parte de la formación Villa Trina esta tapada por un deslizamiento en masa que moviliza material de ambas formaciones (Villa Trina y Haitises).

La formación Villa Trina se ha dividida en dos miembros con características diferentes que se suceden de piso a techo:

- el conglomerado basal.
- las margas laminadas con intercalaciones de calcarenitas y calcisiltitas blancas amarillentas.

La formación Haitises corresponde a las calizas micríticas de color blanquecino a crema con parches de calizas arrecifales correspondiendo a lo definido anteriormente como el Miembro la Piedra .

2.1.3.2.1. El conglomerado basal - 04 - (Mioceno medio)

El conglomerado basal de La Formación Villa Trina aflora entre los ríos Moquita y Coquita al Este de los Amaceyes. En el punto 29PU775 (Fig. 38) se observa en un afloramiento de 100m preservado del deslizamiento en masa. Corresponde a unos niveles estratificados bien consolidados, semimétricos, de conglomerado polimíctico, muy maduro, con clastos centimétricos a semidecimétricos muy redondos de cuarzo blanco gris, cherts negros y calizas micríticas beige, con matriz de areniscas de grano medio. Están intercalados en areniscas de grano medio .Hacia techo, se intercalan niveles de arenas arcillosas gris marrón y disminuyen la frecuencia y la granulometría de los niveles conglomeráticos (Fig. 39)



Fig. 38: Formación Villa Trina- conglomerado basal bien consolidado polimíctico muy maduro con clastos muy redondos de cuarzo blanco gris, chert negro calizas micríticas beige marrón.

25PU9775 Lat.:19°49748/Long.: -70°53762



Fig. 39: Formación Villa Trina- conglomerado: Parte superior del miembro conglomerático con lentes continuas de conglomerado intercaladas en arenas arcillosas gris marrón erosionado a la izquierda por los bloques calcáreos del deslizamiento.

25PU9778 Lat.:19°49977/Long.: -70°53818

2.1.3.2.2. Margas laminadas con intercalaciones de calcarenitas y calcisiltitas blancas amarillentas-05- (Mioceno medio - Plioceno)

Este miembro margoso aflora poco en la hoja debido a los deslizamientos frecuentes en la zona. Son generalmente margas arenosas laminadas gris claro a oscuro, y con lentes de conglomerado que afloran en canchales o taludes frescos (Fig. 40). Frecuentemente se intercalan niveles tableados decimétricos a bidecimétricos de calcareniscas arcillosas bioclásticas, de grano medio a fino, de color beige crema, con numerosos clastos y moldes de bivalvos (Fig. 41). Una muestra de roca carbonatada para datación en este facies reveló una edad del Mioceno medio (Langhiense en la zona M6).



Fig. 40: Formación Villa Trina: Niveles de margas arenosas laminadas gris claro a oscuro con alta microfauna y con lentes de conglomerado

25PU9783 Lat.:19°50077/Long.: -70°52758



Fig. 41: Formación Villa Trina: niveles de 20cm de calizas bioclásticas arcillosos de grano medio a fino de color crema beige bien estratificados presencia de clastos de conchas en moldes

25PU9781 Lat.:19°50133/Long.: -70°53053

2.1.3.3. Formación Haitises: Calizas micríticas de color blanquecino a crema con parches de calizas arrecifales-06- (Mioceno medio - Plioceno)

La Formación Haitises aflora en parches dentro de las margas y calizas arenosas descritas en el capítulo anterior. La extensión de los parches es hectométrica a kilométrica. Estas calizas constituyen el Farallón de la Cumbre, que domina el valle del Cibao, y marcan la línea de elevación máxima de la Cordillera septentrional a 900m en la Cumbre (Fig. 42). En detalle son calizas tableadas bioclásticas con parches coralinos, en niveles dm continuos de estratificación difusa, de potencia semimétrica a decimétrica, localmente en facies brechoide (Fig. 43). Se observa frecuentemente intercalaciones de margas laminadas siltíticas amarillenta a marrón.

Estas calizas son subhorizontales, liviamente inclinados al NE y constituyen una superficie estructural extensa, carstificada hacia el NE. La presencia de esta carstificación con una permeabilidad de fractura muy alta y los niveles de permeabilidad contrastadas de las alternancias de margas y conglomerados infrayacentes permiten explicar por parte la frecuencia y la importancia de los deslizamientos de la zona.



Fig. 42: Formación Los Haitises: Vista del Oeste de farallón constituido de las calizas del Miembro la Piedra.

25PU9788 Lat.:19°49524/Long.: -70°50768



Fig. 43: Formación Los Haitises: Calizas tableadas bioclásticas con parches coralinos en niveles decimétricos

25PU9833 Lat.:19°49888/Long.: -70°50482

2.2. Paleógeno - Neógeno del Dominio del Cibao

2.2.1. Introducción

La Cuenca del Cibao posee unos 230 km. de longitud y aproximadamente 30 km. de ancho. Se extiende entre la Cordillera Central y la Cordillera Septentrional, en el Norte de la

República Dominicana, finalizando hacia el Este en la Bahía de Samaná y al Oeste en el Océano Atlántico. Su límite Norte está definido por la Zona de Falla Septentrional, mientras que al Sur se encuentra delimitada por la Zona de Falla de la Española y los propios materiales de la Cordillera central sobre los cuales se apoya en discordancia.

La Cuenca del Cibao configura, de forma conjunta con la Cordillera Septentrional, una gran estructura sinclinal cuyo eje transcurre aproximadamente paralelo a la propia cuenca (Mann et al, 1991). Entre las provincias de Montecristi y Santiago de los Caballeros, la cuenca es atravesada por el Río Yaque del Norte, alimentado por cuatro afluentes (Río Gurabo, Río Cana, Río Mao y Río Amina), dejando expuestos varios centenares de metros de materiales neógenos. La potencia estimada de la serie sedimentaria son 5-6 km., integrada por las Formaciones Cercado, Gurabo y Mao, depositadas en un intervalo de tiempo de 5 a 10 MA según el autor considerado (Mioceno inferior-Pleistoceno?). De forma conjunta, estas formaciones han sido agrupadas dentro del denominado Grupo del Yaque (Erikson et al., 1998), que define una importante cuña de sedimentos, de gran continuidad lateral y geometría progradante hacia el Norte (hacia el mar). Los diferentes depósitos registran profundidades variables entre 0 m y >300 m, con una gran heterogeneidad de facies siliciclásticas, mixtas y carbonatadas, originadas en ambientes sedimentarios que van desde llanuras deltaicas a plataformas marinas o sistemas arrecifales. En conjunto, hasta el inicio de la Formación Mao, el Grupo del Yaque registra una subsidencia continuada, acompañada por un proceso transgresivo, que se registra mediante secuencias grano decreciente y de profundización, sólo interrumpidas por algunos episodios conglomeráticos y arrecifales de potencia variable (Erikson et al., 1991). Los estudios paleontológicos avalan que la profundidad de la cuenca aumenta casi constantemente durante el depósito de este Grupo, a excepción de la parte superior del mismo, donde tiene lugar la somerización brusca de la cuenca (colmatación y retirada del mar) antes de su exposición subárea. Particular a la presente hoja se ha descrito un miembro informal de calizas arcillosas con corales a techo de la Formación Mao que corresponde a la somerización final de la cuenca de Cibao (Miembro de las calizas de Palo Amarillo)

Aunque existen numerosos trabajos destinados a estudiar aspectos parciales de la Cuenca del Cibao, son muy escasos los estudios donde se analice su evolución en conjunto. Un análisis integrado y estratigráfico completo puede ser encontrado en Erikson et al. (1998). En este último trabajo se analiza la historia sedimentaria de la cuenca y se relaciona con la formación y evolución de las Cordilleras Central y Septentrional. Los dos estudios

bio/cronoestratigráficos más completos (Saunders et al., 1986; Volkes, 1989) poseen diferencias importantes en los modelos de edades propuestos. Recientemente, el trabajo de varios grupos de investigación norte-americanos han permitido ajustar de forma mucho más precisa las edades de las formaciones del Grupo del Yaque, principalmente en base a dataciones isotópica en corales y asociaciones de foraminíferos planctónicos (p.e. Maier et al., 2007; Lutz et al., 2008; Denniston et al., 2008)

2.2.2. Estratigrafía y Sedimentología del Grupo Yaque

El Grupo Yaque está constituido, de muro a techo, por el Conglomerado Bulla, la Formación Cercado, la Formación Gurabo y la Formación Mao (Fig. 44), que abarcan una edad del Mioceno medio superior al Plioceno (p.e. Palmer, 1979; Evans, 1986; Sanders et al., 1986, Dolan et al., 1991). Existe debate aún si el techo de la Formación Mao llega a alcanzar el Pleistoceno. A su vez, en la base de la Formación Cercado se ha definido una unidad conglomerática, denominada Conglomerado Bulla, y entre las formaciones de Cercado y Gurabo, así como entre las formaciones de Gurabo y de Mao, se han descrito sendas transiciones sedimentarias constituidas por calizas arrecifales. Estas calizas han sido agrupadas dentro de las unidades llamadas Calizas de las Ahuyamas y de Mao Adentro, respectivamente (Ardèvol, 2004). En nuestra opinión, estas unidades, por su potencia y afinidad ambiental, deberían ser consideradas como miembros de la Formación Cercado y Formación Gurabo que definen transiciones a otros ambientes sedimentarios por cambios en la batimetría y/o en las condiciones paleo ecológicas del medio de sedimentación.

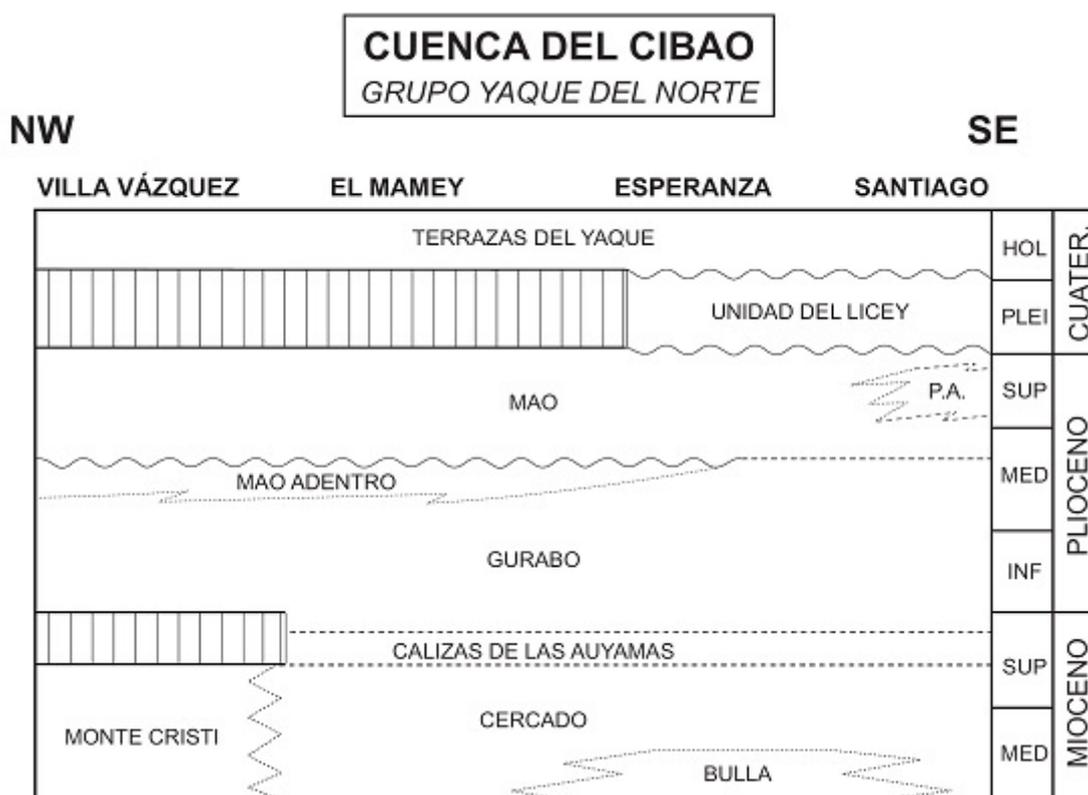


Fig. 44: Esquema litoestratigráfico del Grupo Yaque del Norte (F. Pérez Valera y M. Abad 2008)

A continuación se describen las formaciones del dominio propias a la hoja de Santiago, con la cronología siguiente:

- **Formación Jánico**
- **Formación Conglomerado Bulla**
- **Formación Cercado**, modificada para incluir a su techo el miembro informal de las Calizas de Ahuyamas.
- **Formación Gurabo**, redefinida en su base sin el miembro superior de las Calizas de Mao Adentro ausente en el marco de la presente hoja
- **Formación Mao**, reducida al miembro superior de la formación anteriormente definida y juntando la descripción del miembro informal de las Calizas de Palo Amarillo a techo.

2.2.3. Formación Jánico: Areniscas, margas y calizas en alternancias turbidíticas con conglomerado matriz soportado subordinado -1- (Oligoceno superior a Mioceno Medio)

2.2.3.1. Presentación y antecedentes

La Formación Jánico definida por Palmer (1979) corresponde a la parte alta del Grupo Tavera. En Dolan et al. (1991) se pueden encontrar una breve descripción e interpretación, aunque está basada en los datos de Palmer (1979). Saunders (1986) hizo unas descripciones y muestreos detallados.

La Formación Jánico se compone de unos 700 metros de potencia aproximada con alternancias de areniscas, lutitas, margas y en menor proporción, conglomerados. Corresponde a un paso lateral y vertical de la Formación Represa, bien definido en la cartografía existente y también sugerido anteriormente en los trabajos de Palmer (1979) y Groetsch (1980 y 1983). El sentido del paso lateral se observa muy bien en la hoja de La Vega, y tiene una dirección ESE-WNW, de manera que en el ESE es donde mayor proporción de conglomerados existe. Este cambio lateral además, está corroborado por las medidas de paleocorrientes efectuadas tanto en los tramos conglomeráticos que entran en la Fm Jánico (imbricación de cantos), como en las medidas de marcas de muro de los niveles areniscosos de tipo turbidítico, que se encuentran alternando con niveles más finos lutítico-margosos. Además de las paleocorrientes tomadas para este estudio, se han comparado con los datos de Dolan et al., (1991) que se basan en los de Groetsch (1983), siendo comparables.

Las secciones realizadas en el marco de este proyecto (Abad y Pérez, 2009) en la Fm Jánico muestran sectores bien diferenciados, de forma que los afloramientos de Río Yaque, en las cercanías de Baitoa (Hoja de la Vega) corresponden a una sección situada en una zona próxima al cambio de facies con la Fm Represa, mientras que la sección al oeste de Jánico (Hoja de Jánico) se encuentra en una posición más occidental y, por tanto, se trata de una serie con facies más distales dentro del sistema, a la vez que posiblemente sean de la parte más alta de la serie

Por encima de la Formación Jánico existe una discordancia, bien visible en el meandro del Río Yaque del Sur, en Baitoa (Hoja de La Vega), sobre la cual se depositan sedimentos de la Formación Cercado (sensu lato, con el Conglomerado Bulla a la base).

En el sector del Río Yaque del Sur (Hoja de La Vega) la Formación Jánico, observada en 400 m de potencia, está constituida por una alternancia de areniscas, desde arenas

microconglomeráticas a arenas finas, con granoclasificación positiva y laminación HRF, con lutitas arenosas laminadas, grises.

Además, se intercalan paquetes métricos de conglomerados con diversa organización y facies (desde grano fino con granoclasificación positiva, amalgamados, hasta conglomerados de grano grueso con imbricación, e incluso desorganizados con abundante matriz).

Se presentan también, numerosos niveles de redepósito de fauna marina somera, en especial, de corales, los cuales constituían en determinados momentos, auténticos arrecifes redepositados en la base de *mega capas*, y en ocasiones, dispersos en el techo, “flotando” en facies arenosas. En general, se observan varias de estas mega capas, que muestran un espesor métrico, granoclasificación positiva, con laminación fina y bioturbación a techo (*Planolites*, *Thalassinoides?*, *Rhizocorallium*), aunque la mayor parte de los niveles muestra geometrías complejas, con amalgamación y superposición de diferentes procesos. Además, se han observado numerosos niveles con signos de fluidificación que terminan con niveles tractivos con sedimento y fauna de la plataforma redepositada (Fig. 5.3 y 5.4).

La tendencia vertical es estratodecreciente, de manera que hacia la parte alta se observan exclusivamente alternancias de areniscas (de tipo turbidítico), margas y lutitas grises, con una proporción superior de esta última facies respecto a las intercalaciones centimétricas de arenas, que muestran espaciados decimétricos a métricos. Justo por encima de este tramo se encuentra la discordancia de la Formación Cercado (base del Grupo Yaque).

Las características sedimentológicas de los materiales de la Formación Jánico observadas en la Hoja de La Vega, así como su distribución y relación con la Formación Represa permite interpretar los materiales de esta formación como depositados en partes dístales de sistemas deltaicos (prodeltas de la Formación Represa), en transición a sistemas turbidíticos, desarrollándose una sedimentación de tipo mixto (mixed depositional systems, Mutti et al., 2003).

Las variaciones en los aportes, eustatismo y la influencia de factores locales, especialmente climáticos, a la vez de la tectónica, influyen en los diferentes tipos de depósitos y organización reconocidos para la Formación Jánico, especialmente en la transición con la Formación Represa. De esta manera, la alternancia entre niveles de arenas y conglomerados con lutitas, refleja la sedimentación debida a flujos de sedimentos, en ocasiones de alta densidad, con sedimentación autóctona, de tipo hemipelágico.

En la sección del Río Yaque dominan los procesos de sedimentación de alta densidad, con gran cantidad de elementos someros retrabajados (principalmente corales) formando mega capas que se reconocen de forma cíclica y que muestran organizaciones secuenciales en muchos casos de tipo thickening upward. En otras ocasiones, se depositan capas de arena fina, producidas por corrientes de turbidez de baja densidad, y los tramos conglomeráticos parecen obedecer a diferentes tipos de procesos, pues muestran gran cantidad de facies diferentes, pudiéndose interpretar al menos depósitos de debris flows y grain flows.

Es destacable la abundancia de niveles deformados, que muestran una asociación de facies genéticamente relacionadas y que podrían interpretarse como sismitas o huracanitas.

Hacia el oeste (en la Hoja de Jánico) y hacia arriba en la vertical (serie del Río Yaque), las características de los materiales parecen más acordes con sistemas de cuenca turbidítica, con depósitos mayoritariamente producidos por corrientes de baja densidad, por lo que la secuencia sería transgresiva en su conjunto, desde los materiales fluviales de la Formación Represa (sección de La Gina en la Hoja de La Vega) hasta la parte alta de la Formación Jánico. Además, la presencia de sistemas carbonatados de plataforma marina somera, con concentraciones de macro foraminíferos bentónicos (*Lepidocyclina*) en una situación intermedia entre la Formación Represa y la Formación Jánico (Loma de Juana Núñez, Hoja de La Vega), indica también el desarrollo efímero de una plataforma carbonatada en el paso vertical de la Formación Represa a la Formación Jánico, evidenciando la tendencia general transgresiva.

2.2.3.2. Descripción particular a la Hoja

La formación Jánico aflora en el límite SO de la hoja. Ocupa 2.35 km² (0.5% de la superficie de la hoja). Corresponde a la parte alta de la Formación Jánico. Esta constituida de alternancias decimétricas rítmicas muy regulares de areniscas, margas siltíticas y calizas arcillosas (Fig. 45). El color es marrón a beige cuando están meteorizadas. Localmente las areniscas pueden ser de grano grueso a conglomerático grueso y contener clastos centimétricos de margas finas.

La transición lateral y vertical con la Formación Represa no se observa en el marco de la hoja. El contacto por discordancia angular con la Formación Cercado suprayacente está muy bien expuesto en el valle del Río Yaque del Sur, en el límite de la Hoja (Fig. 46). El ángulo de discordancia es de 20° con la Formación Cercado inclinada de 10° hacia el N y la

Formación Jánico inclinada de 35° hacia el NE. No se observan pliegues u ondulaciones marcados.



Fig. 45: Formación Jánico - alternancias dm rítmicas de margas siltíticas beige marrón y areniscas calcáreas finas.

25PU9850 Lat.:19°33454/Long.: -70°71177

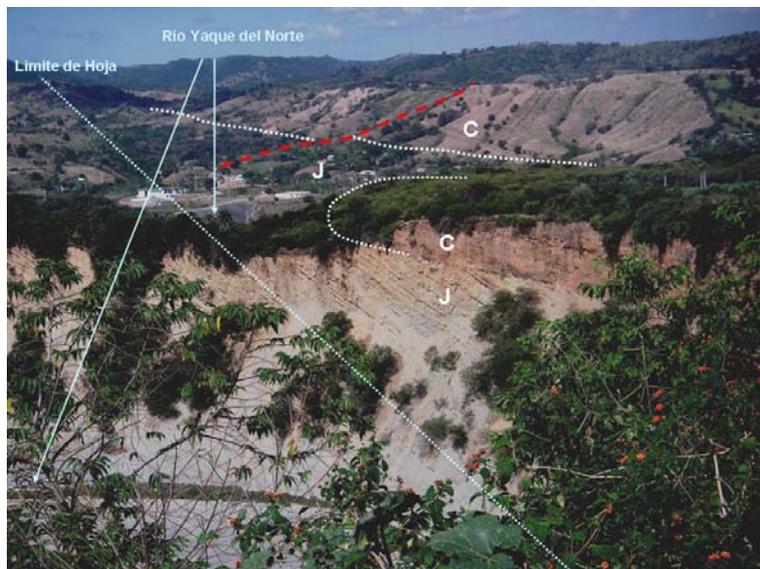


Fig. 46: Formación Jánico: Vista del contacto por discordancia entre la Formación Jánico y la Formación Cercado s.l. en Baitoa.

Formación Jánico (J) -Formación Cercado s.l. (C) en Baitoa y Boca de los Ríos al segundo plano. Nota: La muestra 17168 y17170 se ubican al pie del farallón del primer plano. 25PU9847 Lat.:19°33471/Long.: -70°70922

El sector de Baitoa - Boca de los Rió fue muestreado para dataciones de macro y nanofosiles (Saunders 1986). Los resultados aparecen en la Fig. 47. La edad de la formación es Oligoceno medio a final, confirmada por varios resultados al Sur del límite de hoja. La muestra 17321 de Boca de los Ríos, que corresponde a clastos arcillosos retrabajados en conglomerado, da una edad al limite Oligoceno Mioceno. Está ubicada a unos metros por debajo de la discordancia. Varias dataciones realizadas en el curso de este proyecto en la Hoja de Jánico presentan edades más juvenes, escalonadas desde el Mioceno inferior al Mioceno medio. Asi que se puede considerar para la Formación Jánico una edad desde el Oligoceno al Mioceno medio.

Localidad	MUESTRAS	LONGITUD WGS 84	LATITUD WGS 84	EDAD	ZONA	COMENTARIOS
Baitoa	NMB 17168 /17170	-70°70886	19.33386	Oligoceno medio a final	NP24	
Boca de los Ríos	NMB 17320/ 17321/ 17193	-70°71157	19.33863	Limite Oligoceno Mioceno	NP25 top	Silty clay clast in conglomerates

Fig. 47: Tabla de resultados y descripciones de las dataciones de macro y nanofosiles (Saunders 1986) en el sector de

Baitoa.

2.2.3.3. Formación Conglomerado Bulla - Conglomerado polimíctico con cantos ígneos y meta-volcánicos poco clasificados- 07- (Mioceno medio a superior)

2.2.3.3.1. Presentación y antecedentes

El Conglomerado Bulla fue definido en 1920 por Cooke, frente al poblado de Bulla, en un corte del Río Mao, y considerado, en un principio, como de escaso desarrollo lateral. Con posterioridad, Marcano (1980) lo cita en Jánico, San José de las Matas, alrededores de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón, así como en la parte sur de la Cordillera Central, en San Juan de la Maguana.

Fue considerado como el miembro basal de la Formación Cercado, al igual que el Conglomerado de Baitoa, pero este con abundantes fósiles marinos y como parte del anterior (Palmer, 1979). En su descripción del Conglomerado Bulla, Cooke (1922) cita fósiles marinos de aguas someras sólo en su parte superior, en la localidad tipo. Sin embargo Bermúdez (1949) cita fósiles marinos en algunas lentes de arena dentro del conglomerado. Para Marcano (1981) el Conglomerado Bulla es azoico y debe considerarse como una formación propia; para este autor el lugar señalado con fauna marina no corresponde al Conglomerado Bulla, sino que se ubicaría más al norte, en niveles conglomeráticos de la Formación Cercado. En este trabajo se considera la Formación Conglomerado Bulla como formación a parte.

El Conglomerado Bulla es de color gris amarillento a pardo-rojizo y está formado por cantos ígneos fundamentalmente, sobre todo de composición ácida (tonalitas y granitoides), pero también de rocas básicas (gabros y basaltos), así como de cuarzo, pizarras y calizas. Se encuentran bloques de orden métrico, hasta de ocho metros, muy angulosos a semiredondeados, hasta cantos centimétricos con matriz arenoso-limosa en proporción variable.

Lo más común es que los cantos ígneos estén muy alterados particularmente los cantos tonalíticos. El Conglomerado Bulla se interpreta como depósitos de abanico aluvial o de fan delta, con tendencia ligeramente retrogradante. Las facies son las típicas de canales en la franja proximal-media del abanico. Los aportes procederían del sur, pero hacia techo existe una inversión de paleocorrientes que podría deberse a un cambio paleo geográfico, o al retrabajamiento marino por deposición de los abanicos en el mar (fan delta).

El espesor observable suele ser de una o varias decenas de metros, pero pueden llegar a 100m. Cooke (1920) cita una potencia de 120 m en la localidad tipo, que correspondería a la máxima potencia observada. Tienen una disposición subhorizontal, ligeramente buzando al N. Por la distribución y forma de los afloramientos, así como otras características estratigráfico-sedimentológicas, se trata de importantes abanicos aluviales con sus ápices y canales asociados, en gran parte, a la reactivación de fracturas.

La base del conglomerado está marcada por una discordancia, apoyándose sobre diferentes unidades como son el Complejo Duarte y las formaciones de Jánico, Ámina-Maimón y Magua, incluyendo el Conglomerado de Inoa.

La morfología de abanicos aluviales es apreciable en la cartografía, Al oeste de Monción y norte de Gurabo, en el conglomerado se intercalan lentejones formados por cantos predominantemente calizos, muy coralinos, que terminan constituyendo lentejones de calizas masivas que se intercalan en la serie conglomerática (Calizas de Monción). En las cartografías previas disponibles, la Caliza de Monción correspondía a un afloramiento único de aproximadamente 3 km. de longitud y 1 km. de anchura. En la cartografía de la hoja Monción (Sysmin 2004) se ha podido constatar la existencia de dos tipos diferentes de calizas en el mismo afloramiento, separadas entre sí por un paquete de conglomerados tipo Bulla; las calizas inferiores pertenecen a la Formación Magua, de edad Eoceno-Oligoceno. En cambio, las calizas superiores se disponen de forma subhorizontal o ligeramente basculadas hacia el NNE; han sido datadas como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y son las que deben considerarse como Caliza de Monción, de forma exclusiva.

Generalmente se considera que los conglomerados pasan lateral y transicionalmente a las facies más comunes de la Formación Cercado, llegando a desaparecer el conglomerado basal; otras veces el contacto es neto, coincidiendo con superficies de interrupción de la sedimentación.

La edad atribuida anteriormente de forma generalizada era Mioceno inferior. En el curso del proyecto actual, varias dataciones de la Formación Jánico infrayacente al Conglomerado Bulla revelan, para esta formación Jánico, edades desde el Oligoceno superior al Mioceno medio. Estas últimas dataciones limitan el Conglomerado Bulla a un espacio más restringido en el intervalo Mioceno Medio terminal a Mioceno superior basal. Las partes altas de la unidad, por encima de la Caliza de Monción o de su discontinuidad equivalente, pasan lateralmente a la Formación Cercado, de edad Mioceno medio terminal a Mioceno superior.

2.2.3.3.2. Descripción particular a la Hoja

La Formación Conglomerado Bulla ocupa 0.19 km² en la esquina SO de de la hoja, donde prolonga una extensa exposición en la hoja vecina de San José de las Matas. La descripción y las fotos de este miembro provienen de un punto ubicado en la hoja vecina, a 600m del límite occidental de la Hoja. Se trata de un conglomerado clastos soportados, retrabajados, con estratificación marcada y intercalaciones polidecimétricas de lentejones de areniscas (Fig. 48 & Fig. 49).

Los cantos redondeados son de tamaño pluricentimétrico a decimétrico, de origen intrusivo (tonalitas, diorita, anfibolitas) y volcanoclástico (metabasaltos). La matriz es arenosa, no carbonatada, lo que la distingue de los conglomerados con matriz carbonatada de la Formación Cercado localmente infrayacente. Cabe señalar también como distinción la ausencia de bioclastos.

En comparación con la típica facies de la base del Conglomerado Bulla no se observan cantos de tonalitas arenizadas.

De lo observado en la hoja vecina de San José de las Matas, se puede considerar estas facies como perteneciendo a la parte somital del Conglomerado Bulla. El contacto es transicional con las facies basales de la Formación Cercado descritos a continuación.

La potencia máxima en la presente hoja se estima a 40m con una desaparición muy rápida hacia el Este (a 1km del límite de la Hoja). Esta desaparición corresponde con la presencia en el miembro medio de la Formación Cercado de una facies mixta conglomerática-bioclástica, que puede indicar o un cambio de medio de sedimentación, de continental a marino, o un una erosión marina del conglomerado preexistente y una redeposición proximal en un medio marino. De la similitud con los conglomerados del miembro medio de la Formación Cercado se deduce una edad Mioceno inferior a Mioceno medio basal para estos conglomerados.



Fig. 48: Formación Conglomerado Bulla: afloramiento de la facies somital del Conglomerado Bulla.

Nota: (el punto se ubica a 600m al exterior del límite occidental de la Hoja 24PU9440 Lat.:19°33884/Long.: -70°75614)



Fig. 49: Formación Conglomerado Bulla: Detalle de un lentejón de areniscas en el conglomerado.

Nota: (el punto se ubica a 600m al exterior del límite occidental de la Hoja 24PU9440 Lat.:19°33471/Long.: - 70.70922)

2.2.4. Formación Cercado - (Mioceno medio terminal –Mioceno superior)

2.2.4.1. Presentación y antecedentes

La Formación Cercado aflora muy extensamente en el Dominio del Valle del Cibao y presenta una gran variedad de facies. Saunders et al. (1986) le atribuyen una edad Mioceno superior y una potencia de 150 m, aunque su espesor es muy heterogéneo según el autor y la zona considerada (150-400 m). Más recientemente, Maier et al. (2007) y Lutz et al. (2008) datan la parte alta de la serie como Messiniense. La parte media y basal de la formación es imposible de datar debido a la ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico, aunque se le asigna, en general, una edad del Mioceno superior. Es por este motivo que no es completamente descartable una edad del Mioceno medio para la parte basal de la Formación.

La Formación Cercado se apoya en contacto discordante sobre las formaciones Jánico, Ámina-Maimón y es concordante, interdigitada o erosiva, encima del Conglomerado Bulla. 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 secciones informales, una inferior predominantemente detrítica, una facies media de predominio margoso y una facies superior discontinua carbonatada y coralina (Calizas de Ahuyamas)

La sección inferior detrítica, presente únicamente en las hojas Santiago y San José de la Matas, está constituida de niveles de conglomerados presentando bases erosivas y amalgamaciones con removilización de cantos resistentes del Conglomerado Bulla y megabioclastos poligénicos, así como troncos o pedazos de troncos de carbón y/o carbonatados. Esta sección correspondería a la Fm. Baitoa (unidad propuesta por algunos autores como un equivalente lateral y distal del Conglomerado Bulla), a la parte superior de Bulla, o incluso a la propia Fm. Cercado (Cooke, 1922; Bermúdez, 1949; Palmer, 1979; Marcano, 1981).

La sección media presenta dos facies que se interdigitan espacialmente. Una facies de lutitas, siltitas y arenas localmente conglomeráticas. Son poco carbonatadas laminadas con estratificaciones y laminaciones cruzadas y “hummocky” de media escala. La segunda facies corresponde a alternancias de conglomerados, areniscas calcáreas, margas, lumaquelas y niveles de lignitos con troncos y niveles decimétricos a pluri-decamétricos de acumulación bioclásticas y conglomeráticas similar a la facies de la sección inferior.

El medio de depósito de este tramo correspondería con una llanura deltaica compleja, evolucionando de proximal a distal de muro a techo y de Oeste a Este.

La sección superior, más calcárea, presenta alternancias de areniscas calcáreas, margas, conglomerados, lumaquelas y niveles de lignitos y troncos. La potencia máxima se estima a 100m. Las facies corresponden a medios marinos someros e incluso transicionales, de “lagoon” y marismas, mientras que en las Hojas de Monción y San José de las Matas 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 sección se produce una nueva somerización con ambientes de plataforma media, representados por margas con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas de origen tempestítico. Una tectónica sinsedimentaria se manifiesta en la Hoja de Martín García por la presencia de diques clásticos con algunas pequeñas fallas extensionales sinsedimentarias y en la sección del río Gurabo por la presencia de niveles de sismo evento al techo del miembro ya notados por Saunders et al (1986).

Las Calizas de Ahuyamas constituyen un episodio carbonatado discontinuo a techo de la Formación Cercado y definen una unidad de transición a la Formación Gurabo. Aunque algunos autores no le dan a estas calizas entidad de miembro estratigráfico dentro de la Formación Cercado, aunque sí las describen dentro de la serie (p.e. Saunders et al., 1986;

Erikson et al., 1998; Klauss y Budd, 2003). Estos últimos autores citan la aparición de facies arrecifales cerca de la ciudad de Santiago y en los Ríos Cana y Gurabo, aunque las sitúan dentro de la base de la Formación Gurabo. Hacia techo y lateralmente estas facies pasan a intercalarse con capas decimétricas de limos calcáreos y calizas con grandes bolos de corales retrabajados. Recientemente Maier et al. (2007) han datado mediante isótopos Sr los corales de estas facies, lo que ha permitido asignar una edad Messiniense (aproximadamente 6,2 MA) al techo de la Formación Cercado. En el presente trabajo, las calizas arrecifales de la ciudad de Santiago no pertenecen a La Formación Cercado pero constituyen el término último de la Formación Mao, definidos como Calizas de Palo Amarillo del Plioceno Superior Pleistoceno.

El límite superior con la Formación Gurabo no está bien definido, pero se situaría cerca del límite Mio-Plioceno. Para Erikson se trata de un límite transicional, ya que sus respectivas facies se solapan en edad y se encuentran interdigitadas localmente.

2.2.4.2. Formación Cercado: Serie detrítica bioclástica: conglomerados localmente calcáreos y biodetríticos, areniscas con siltitas laminadas, margas y biocalcarenitas-08- (Mioceno medio Terminal – Mioceno superior)

2.2.4.2.1. Descripción particular a la Hoja

La Formación Cercado ocupa 23 km² en el marco de la hoja (4.8% de la superficie). Se dispone en la parte Sur y Suroeste de la hoja (Fig. 50).

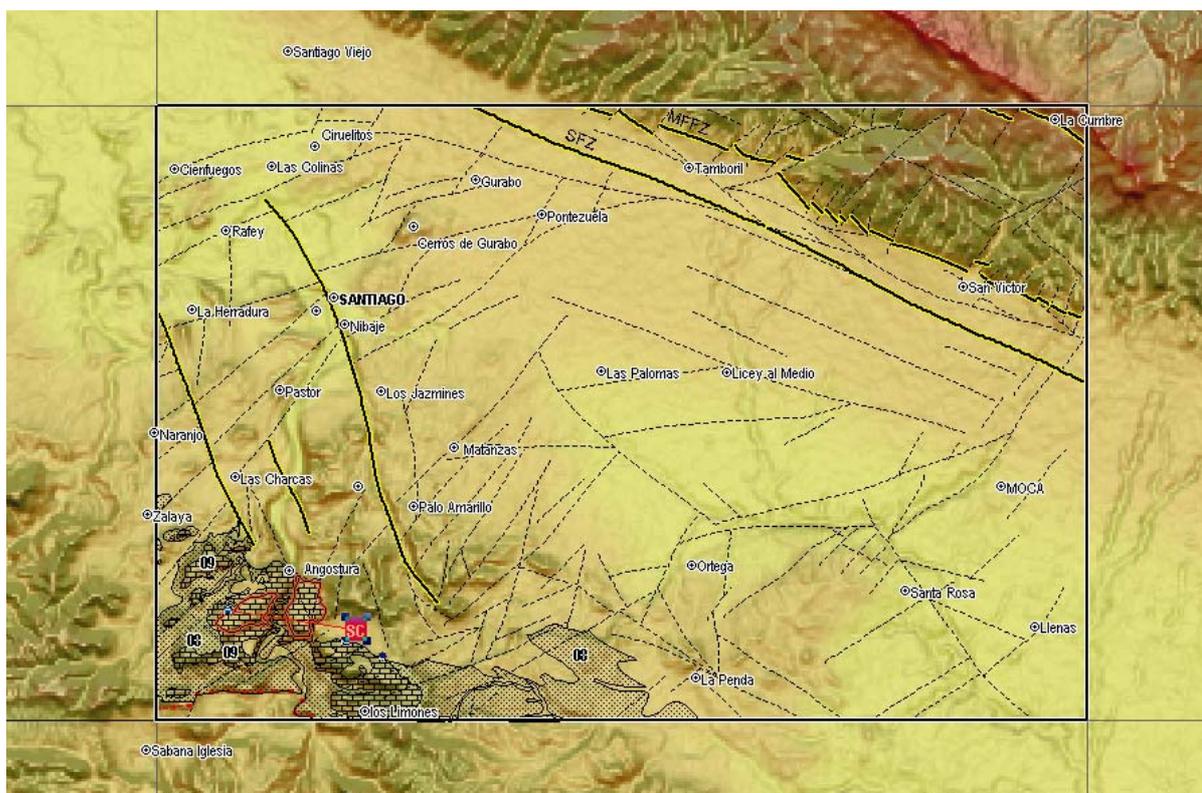


Fig. 50: Esquema de ubicación del Miembro medio de la Formación Cercado (08) y de las Calizas Ahuyamas (09) en el marco de la hoja de Santiago, con fondo del talud de pendiente del SRTM.

Las facies predominantes son areniscas finas, siltitas y lutitas en alternancias muy difusas. El aspecto es generalmente masivo con una estratificación discreta (Fig. 51). El color es beige caqui a amarillento cuando meteorizado. Los afloramientos de calidad son escasos y las observaciones se ubican principalmente en taludes de caminos o carreteras. Los suelos de alteración son suelos drenantes con vegetación de praderas.

Existe localmente una facies de areniscas finas laminadas con niveles milimétricos de minerales negros correspondiendo a acumulaciones playeras de magnetita o otros minerales densos (Fig. 52). Frecuentemente se observan siltitas margosas bioclásticas con acumulaciones difusas de bioclastos centimétricos de gasterópodos o bivalvos con pectinides, fracturados y esparcidos.



Fig. 51: Formación Cercado Miembro medio: presentación de las facies siltíticas con estratificación difusa.

24PU9041 Lat.:19°33324/Long.: -70°86169

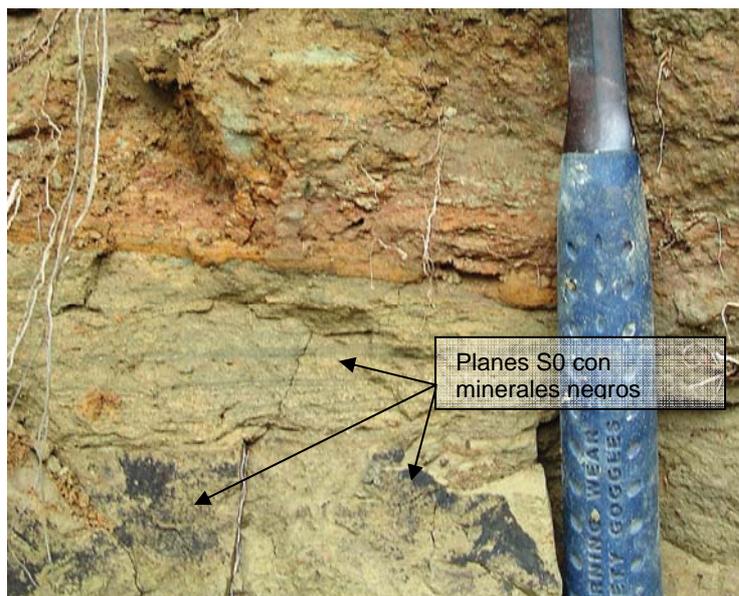


Fig. 52: Formación Cercado Miembro medio: detalle de los niveles laminados con minerales negros en las areniscas finas.

24PU9028 Lat.:19°33555/Long.: -70°89326

En la base, este miembro presenta alternancias de niveles de facies mixtas conglomeráticas y carbonatadas muy fosilíferas. Estas facies, sus reparticiones, relaciones y edades fueron descritas y estudiadas en detalle por Saunders a lo largo del Río Yaqué. Los mismos niveles descritos estuvieron definidos como Formación Baitoa por varios autores y considerada como base de La Formación Cercado (Cooke et Vaughan 1921) (Bermúdez 1949).



Fig. 53: Formación Cercado – Vista de la discordancia angular de la base de la Formación Cercado encima de la Formación Jánico. 25PU9855 Lat.:19° 33042/Long.: -70° 70883

Estos niveles están en contacto por discordancia angular por encima de la Formación Jánico. Esta discordancia aflora arriba del cauce del río Yaque al nivel de Boca de los Ríos (Fig. 53) y en Arroyo López.

Encima de esta discordancia aflora unos niveles conglomeráticos dominantes asociados con numerosos cantos de corales y fragmentos semidecimétricos de bivalvos y corales (Fig. 54). La estratificación discreta es de 10°NNE. Los cantos conglomeráticos decimétricos bien redondeados están mal clasificados. Se observan unos escasos cantos de tonalita arenizada (Fig. 55). La matriz es arenosa y calcárea por los debris bioclásticos que contiene. Saunders indica unas formas de corales *Siderastrea* y *Coscinaraea* creciendo encima de los niveles con cantos conglomeráticos y recubiertos por niveles de conglomerados con debris coralinos de la misma especie.



Fig. 54: Formación Cercado – Niveles conglomeráticos dominantes en base de secuencia asociados con cantos de corales y fragmentos de bivalvos y de corales.

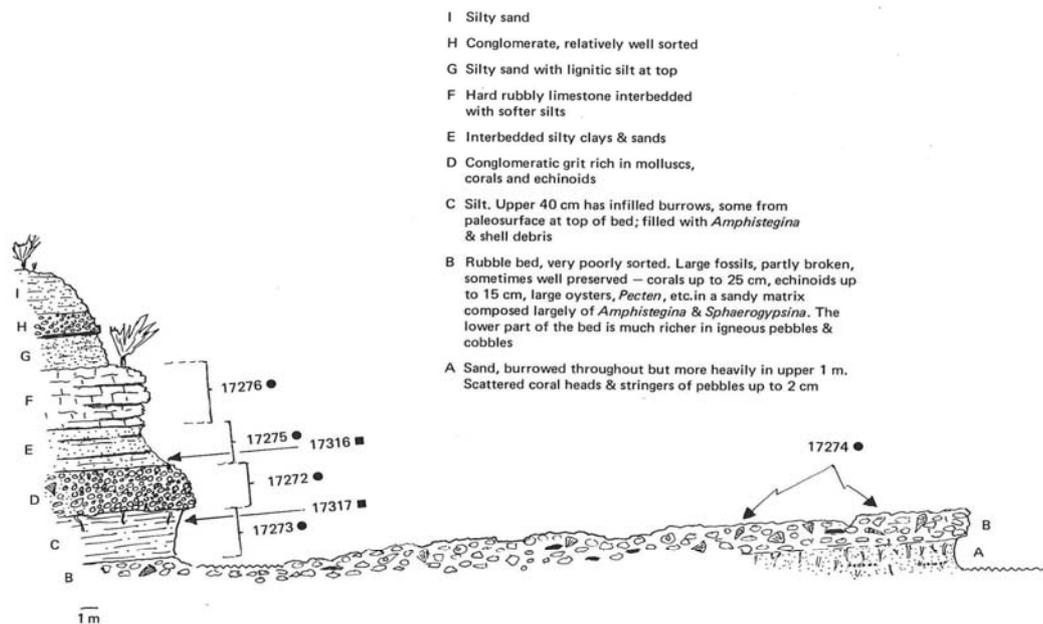
25PU9868 Lat.:19°34723/Long.: -70°7114



Fig. 55: Formación Cercado – Niveles conglomeráticos dominantes en base de secuencia con cantos de tonalita arenizada.

25PU9868 Lat.:19°34723/Long.: -70°7114

Hacia techo, la estratificación se organiza en capas mejor definidas, inclinadas de 15°NE. El punto 25PU9863 (Lat.:19°34893/Long.: -70°71079) corresponde a la sección descrita por Saunders en el punto denominado Arroyo López, cuyo esquema descriptivo figura a continuación (Fig. 56) con la foto correspondiente (Fig. 57).



Text-figure 26.—Section at Arroyo López on Río Yaque del Norte, showing detail of exposures of highly fossiliferous conglomerate. Black squares represent NMB localities collected for microfossils and lithologic analyses; black circles represent NMB localities collected for macrofossils (see Text-fig. 21 for geographic positions of these localities). See also Plate 8, figure 5.

Fig. 56: Formación Cercado – Esquema del Corte de Arroyo López por Saunders (1986) con la ubicación de las muestras de dataciones en los diferentes niveles.

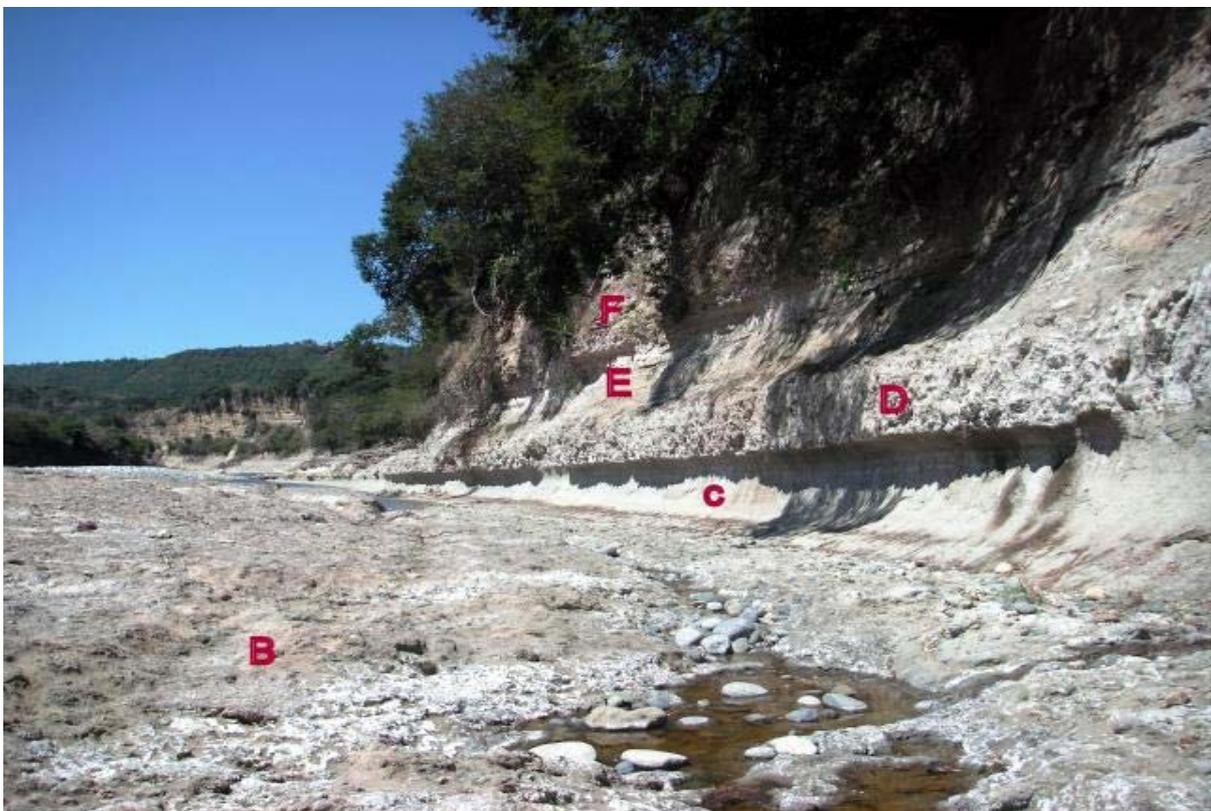


Fig. 57: Formación Cercado - Vista del corte detallado por Saunders en Arroyo López con la correspondencia de los diferentes niveles.

25PU9863 Lat.:19°34893/Long.: -70°71079

Se observan alternancias métricas regulares con niveles organizados de conglomerados muy bioclásticos y siltitas calcáreas bioclásticas. Los conglomerados de la capa B son polimícticos, poco clasificados, similares a los descritos anteriormente con cantos ígneos y metavolcánicos. La peculiaridad es la diversidad y abundancia de bioclastos de tamaño centimétrico a decimétrico. Se nota: Kuphus, pectinides, erizos, bivalvos enteros, corales solitarios e individuales (Fig. 58). Subyaciendo a esta capa B, la capa C esta constituida por siltitas calcáreas muy bioclásticas con parches arenosos grises beige y bioclastos centimétricos de corales y gasterópodos y a techo frecuentes debris leñosos litificados a carbón (Fig. 59 y Fig. 60)

El deposito de tubos polidecimétricos de Kuphus desplazados y resedimentados indica la erosión o el desmantelamiento de capas areno-siltíticas semimétricas y la redeposición de estos bivalvos en un medio de baja energía. Igualmente el depósito de erizos enteros implica un medio de resedimentación alta densidad (masa lodosa) asociado a un transporte rápido provocado por un tsunami. La diversidad de la macro fauna asociada a la presencia de cantos conglomeráticos decimétricos y la presencia de debris leñosos de tamaño métricos nos permiten evocar la hipótesis de facies de tsunamitos.

Debido a la presencia de cantos ígneos (con tonalitas arenizadas y meta-volcánitas) y una mala clasificación, los conglomerados descritos en este capítulo presentan una analogía fuerte con el Conglomerado Bulla. Sin embargo, la buena estratificación, la presencia de bioclastos marinos, recurrente en intercalaciones menores en toda la serie, permiten distinguirlos y atribuirlos a la Formación Cercado, cuyo esquema descriptivo y foto correspondiente figuran a continuación. El hipoestratotipo de la Formación Baitoa (Cooke, 1920) fue definido en el punto Arroyo López (Fig. 56 y Fig. 57). Esta Formación Baitoa era la unidad propuesta por algunos autores como un equivalente lateral y distal del Conglomerado Bulla, o correspondiendo a la parte superior de Bulla, o incluso a la propia Fm. Cercado (Cooke, 1920; Bermúdez, 1949; Palmer, 1979; Marcano, 1981).

La Tabla 1 presenta unos criterios de campo para distinguir los conglomerados de Formación Cercado y del Conglomerado Bulla

Conglomerados basal de la Formación Cercado (conglomerados de Fm Baitoa)	Conglomerado Bulla
---	---------------------------

Color blanquecina amarillenta	Color naranja amarillenta
Presencia de bioclastos marinos o matriz	Ausencia de bioclastos y matriz no carbonatada
Estratificación marcada y disposición en intercalaciones	Estratificación discreta a no visible y aspecto masivo
Clastos redondeados	Clastos angulosos a sub redondeados
Clastos decimétricos a centimétricos	Clastos métricos a centimétricos
Buena clasificación de la granulometría de los clastos	Mala clasificación de la granulometría de los clastos
Clastos no o poco meteorizados	Clastos con alta meteorización
Matriz arenosa siltítica carbonatada	Matriz areno lutítica abundante no carbonatada
Morfología topográfica sub tabular	Morfología cerebroide en topografía
Tabla 1: criterios de campo distintivos de los conglomerados Cercado y Bulla	

En cuanto a la interpretación genética podemos evocar la posibilidad de un evento de tsunami provocando un deposito mixto de facies marino heterogéneos (bivalvos, Kuphus, corales diversos, erizos, pectinides) con cantos conglomeráticos de tamaño consistente de origen terrígeno o fluvial poco retrabajados continentales con presencia de debris vegetales.



Fig. 58: Formación Cercado - Detalle de las acumulaciones bioclásticas y conglomeráticas en un nivel de tsunamitas de la base de la Formación Cercado en Arroyo López

(corresponde al techo del Nivel B definido por Saunders) puntos 25PU9863 Lat.:19°34893/Long.: -70°71079 y 25PU9865

Lat.:19°35079/Long.: -70°71263



Fig. 59: Formación Cercado, Nivel C- Detalle de un fragmento leñoso litificado a carbón en las siltitas calcáreas bioclásticas.

25PU9864 Lat.:19°34991/Long.: -70°7117

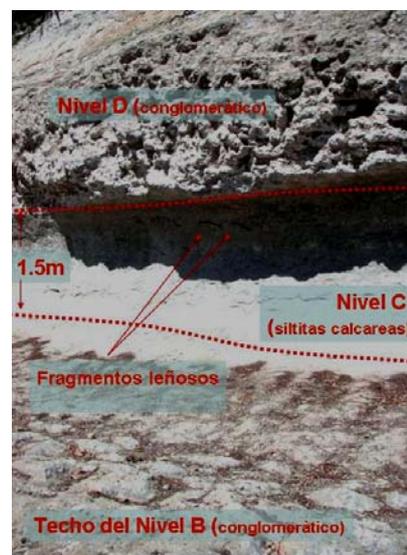


Fig. 60: Formación Cercado Nivel C- Nivel de siltitas calcáreas bioclásticas con fragmentos leñosos litificados a carbón a techo.

25PU9864 Lat.:19°34991/Long.: -
70°7117

La ubicación, los resultados y las descripciones de las dataciones realizadas por Saunders están detallados a continuación en las Fig. 61 y Tabla 2. De estos se confirma la edad Mioceno inferior a medio de la base de la Formación Cercado. La Formación Cercado ocupa el intervalo Mioceno inferior somital-Mioceno medio, considerando que los corales del Punto de la Angostura podrían ser retrabajados. Este último punto marca la transición al miembro superior de la Formación Cercado constituido de las Calizas de Ahuyamas descritas a continuación. De lo evocado en cuanto a la génesis de dichas facies no se puede descartar la posibilidad de un depósito al Mioceno medio basal de tipo tsunamitas de macro fauna heterogénea del Mioceno inferior.

También la presencia de corales y las dataciones del Mioceno inferior en la parte basal evocan una similitud con las calizas coralinas de Monción "intercaladas" en un conglomerado asimilado al Conglomerado Bulla del Mioceno medio terminal.

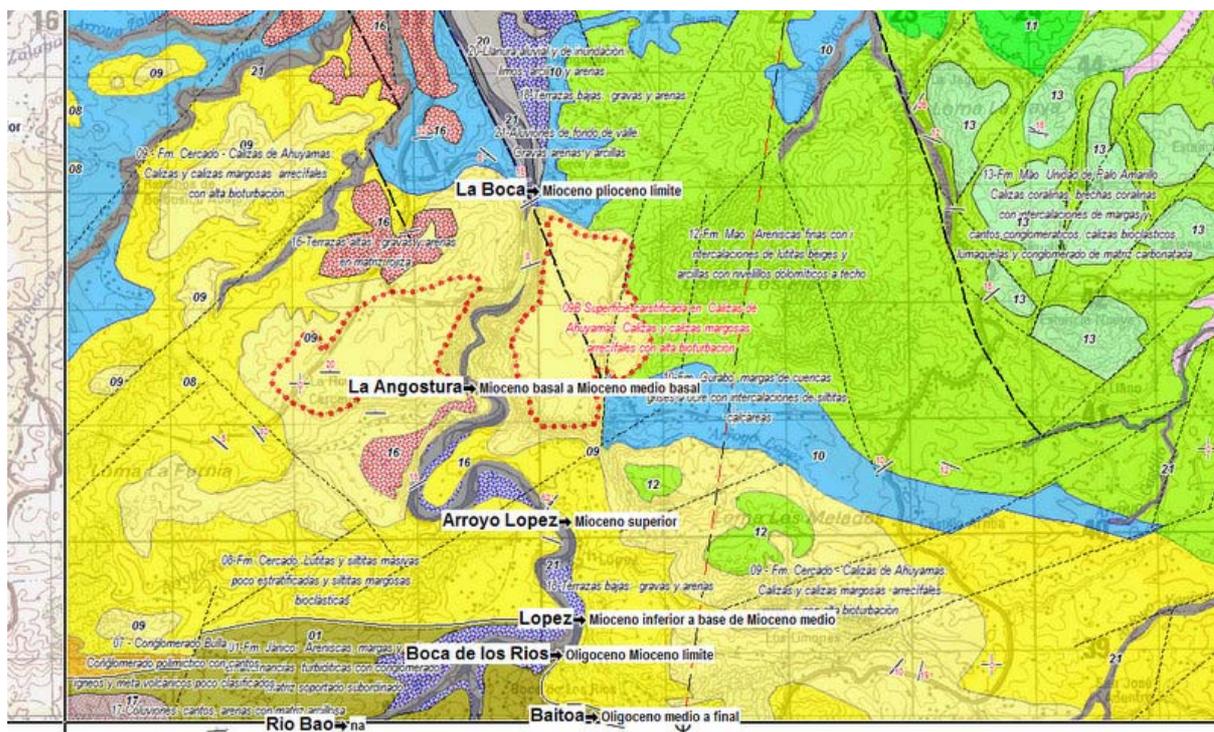


Fig. 61: Mapa de ubicación y de los principales resultados de los estudios de Saunders en el sector de Boca de los Ríos La Angostura.

Localidad	MUESTRAS	LONGITUD WGS 84	LATITUDE WGS 84	EDAD	ZONA	COMENTARIOS
López	NMB 17186 a 17190	-70°71063	19.34684	Mioceno inferior a base de Mioceno medio		Parte superior de la discordancia Vokes burdigalense
Arroyo López	NMB 17316/ 17317	-70°71132	19.34841	Mioceno superior		Nivel D
La Angostura	corales	-70°71825	19.35943	Mioceno basal a Mioceno medio basal		Con corales Coscinaraea quizás removilizados con tsunamitas

Tabla 2: Detalle de los resultados de dataciones por Saunders (1986) realizada en el sector de Arroyo López.

2.2.4.3. Formación Cercado - Calizas de las Ahuyamas: Calizas y calizas margosas arrecifales con alta bioturbación-09- (Mioceno superior)

2.2.4.3.1. Presentación y antecedentes

Las Calizas de las Ahuyamas constituyen un episodio carbonatado a techo de la Formación Cercado y definen una unidad de transición a la Formación Gurabo. Algunos autores no le

dan a estas calizas entidad de miembro estratigráfico dentro de la Formación Cercado, pero las describen dentro de la serie (p.e. Saunders et al., 1986; Erikson et al., 1998; Klauss y Budd, 2003).

Hacia techo y lateralmente estas facies pasan a intercalarse con capas decimétricas de limos calcáreos y calizas con grandes bolos de corales retrabajados. Recientemente Maier et al. (2007) han datado mediante isótopos de Sr los corales de estas facies, lo que ha permitido asignar una edad Messiniense (aproximadamente 6,2 MA) al techo de la Formación Cercado.

En la zona occidental Ardévol (2004) describe las Calizas de las Ahuyamas como calizas nodulosas, algo arenosas, con trazas de estratificación, bioturbadas, que pueden contener corales dómales, en posición de vida, y biohermos de ostreidos, además de algas, gasterópodos, corales solitarios y otros bivalvos. Suele presentar intercalaciones de naturaleza margosa de escasa potencia. Se le asigna un espesor que varía entre 10 y 200 m según el sector considerado.

Ardévol (2004) interpreta las calizas de Ahuyamas del río Gurabo como barras de foreshore-shoreface y construcciones arrecifales en un contexto de plataforma marina. Según este autor, las Calizas de las Ahuyamas representan la parte más alta de una secuencia transgresiva-regresiva, en la que se llega a producir la emersión al techo de la serie, con erosión total de las calizas de Ahuyamas al Oeste del río Cana.

En el marco de este Proyecto Braga (2008) interpreta las ocurrencias orientales del sector de Santiago como “alfombra de corales” desarrolladas encima de llanuras deltaicas en formaciones con variaciones en los aportes continentales.

Para otros autores (p.e. Maier et al., 2007) la aparición de calizas arrecifales a techo de la Formación Cercado representa el desarrollo de un sistema arrecifal costero, con tendencia somerizante hacia techo, que llega a alcanzar profundidades menores a 5 m. El desarrollo de estos sistemas arrecifales en el Messiniense sería coincidente para estos autores con un estadio muy breve de nivel del mar alto dentro de un periodo global de caída, acompañado de una reducción regional en todo el Mar Caribe de la intensidad de los procesos de upwelling.

A la luz de los escasos datos sedimentológicos obtenidos de la sección estudiada sólo se puede deducir que las Calizas de Ahuyamas se depositaron en un medio marino somero, carbonatado, probablemente adyacente a un sistema arrecifal costero, donde se acumulaban los fragmentos de fauna retrabajados cerca de la costa (talud arrecifal).

El miembro Superior de la Fm Cercado o 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 Formación 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.

2.2.4.3.2. Descripción particular a la Hoja

Las Calizas de las Ahuyamas afloran en el sector SO de la Hoja. Se extienden sobre 11 km² correspondiendo a 2.2% de la superficie total. Constituyen una meseta liviamente inclinada hacia el N-NE (Fig. 50). La potencia llega a 150m en la parte central, disminuyendo progresivamente en la periferia. El afloramiento más espectacular se ubica en la salida de la Angostura donde el Río Yaque del Norte la incisa por un "Lanyon" encajonado en farallones de 140m de altura (Fig. 62 y Fig. 63).

En la Angostura (Lat.:19°36'974/Long.: -70°7'1423) se observan capas repetitivas decimétricas de acumulaciones bioclásticas con corales abundantes y matriz areno-limosa (Fig. 62). Estas acumulaciones constituyen un tipo de alfombra de corales *Acropora* (Fig. 64). En otras ubicaciones las acumulaciones de clastos de corales contienen macro corales de tipo *Siderastreae* bioclásticas (Fig. 65), y o de otro tipo ramoso, que constituyen verdaderas alfombras bioclásticas (Fig. 66). Las capas coralinas contienen bioclastos de bivalvos abundantes. Entre estas capas más coralinas y resistentes a la erosión se intercalan niveles margosos con frecuentes bioclastos diversos particularmente bivalvos.

La estratificación es difusa y el color general es blanquecino amarillento; de un afloramiento a otro la potencia varía muy rápidamente de 140 a 20m. En la Loma Los Melados al Sur de la Angostura las calizas de las Ahuyamas reconocidas por sondeos alcanzan una potencia de 60m (comunicación oral de Mauricio Hernández; Cementos Cibao).

Las Calizas de las Ahuyamas están en contacto normal con el miembro basal de la formación Cercado, apareciendo bruscamente por encima de este, con aumento de los clastos de corales en las siltitas y lutitas bioclásticas (Fig. 67). En el punto denominado “La Angostura”, ubicado en la entrada Sur del Cañon de La Angostura, Saunders (1986) describe este contacto con detalle (Fig. 68). Esta sección está ubicada con poca precisión; sin embargo las diversas observaciones hechas en su entorno corresponden perfectamente a esta descripción con el contacto erosional de las calizas encima de los siltitas calcáreas del miembro inferior de la Formación Cercado (Fig. 69).

A techo, el contacto con las siltitas y margas de la Formación Gurabo no se observa puntualmente. Parece liviamente discordante en la Boca al Norte de de la Angostura. La disposición en meseta de las calizas de las Ahuyamas bordeadas por las margas y siltitas de la Formación Gurabo, asociada a variaciones importante de la potencia de las margas y siltitas de la Formación Gurabo sugiere una paleosuperficie muy irregular para el contacto de las calizas de las Ahuyamas con la Formación Gurabo. Este contacto es paralelo a las fallas orientadas NE-SO, lo que indica una actividad en horst y graben de estas fallas durante el Mioceno superior-Plioceno inferior. Estas fallas aparecen asociadas a la Falla de la Española, cuyo tramo oriental fue activo después del Mioceno medio en la hoja de Jánico.

De ambos lados de la Angostura se observa una superficie carstificada (Fig. 70 y Fig. 71) con presencia de cuevas de extensión limitada (punto 25PU9118 long.: -70°70836 /Lat.: 19°36009). En esta superficie de 2.3 km², inclinada a 5°.N, no se observan arcillas rojas de descalcificación, solo suelos orgánicos negros y localmente caliche. Hacia el Este, esta cubierta discordantemente por capas espesas de areniscas de la formación Mao (Cerro Los Picos). Esta superficie, asociada a la disminución de la potencia de la Formación Gurabo, podría resultar de una emersión local al Plioceno inferior en este sector. Corresponde al único contacto de las Calizas de Ahuyamas con la Formación Mao presente en la hoja.



Fig. 62: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas - Vista de las paredes del «Lanyon» de la Angostura (Planta eléctrica) con las acumulaciones de niveles de calizas en alfombras de corales

25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423.

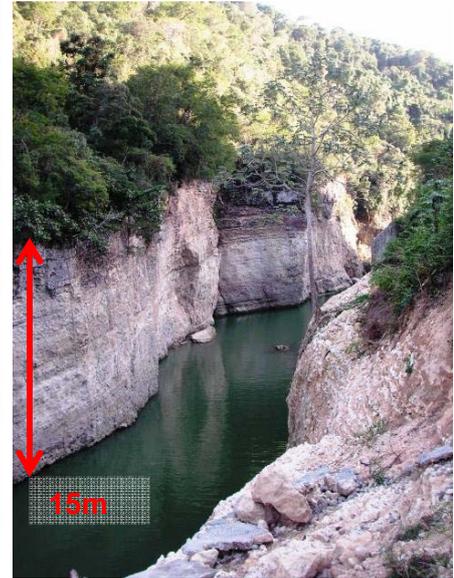


Fig. 63: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas - Vista de las paredes del «Lanyon» de la Angostura (Planta eléctrica) con las acumulaciones de niveles de calizas con alfombras de corales.

25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423.



Fig. 64: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas – detalle de acumulaciones de *Acropora*.

25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423.

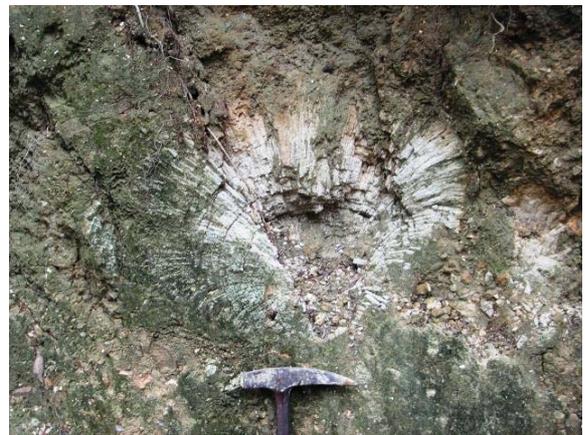


Fig. 65: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas - Detalle de un coral *Siderastrea*.

25PU9038 Lat.:19°35661/Long.: -70° 72013



Fig. 66: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas – detalle de una alfombra de corales constituida de acumulación de corales ramosos *Acropora*.

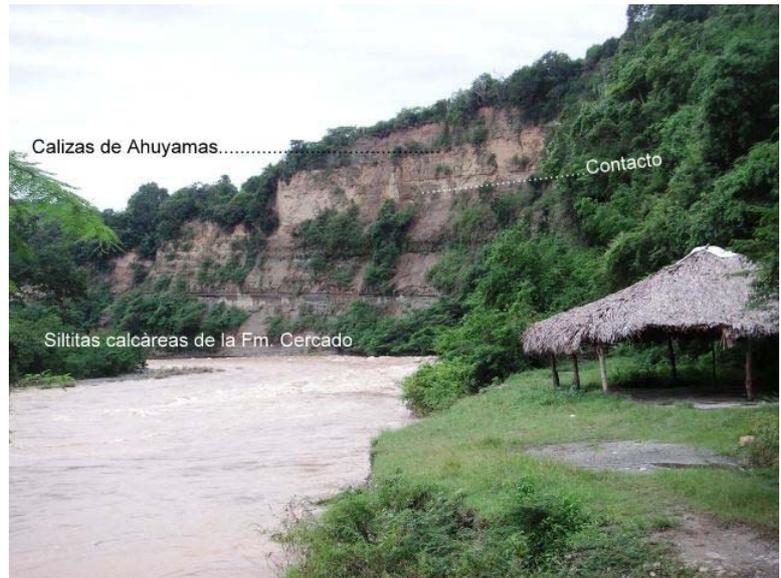


Fig. 67: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas. Vista del Contacto inferior de las Calizas encima de las siltitas calcáreas de la Formación Cercado.

25PU9034 Lat.:19°3572/Long.: -70°7302

25PU9039 Lat.:19°35259/Long.: -70°72305

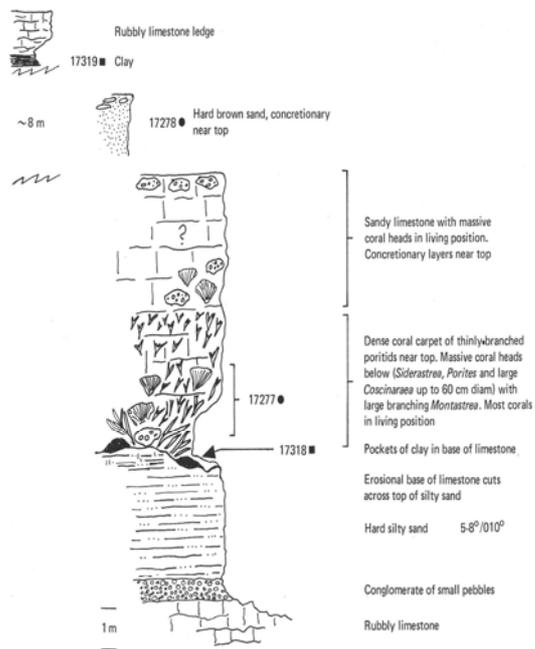


Fig. 68: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas – Sección detallada por Saunders del contacto entre las calizas de las Ahuyamas y el Miembro medio de la Formación Cercado

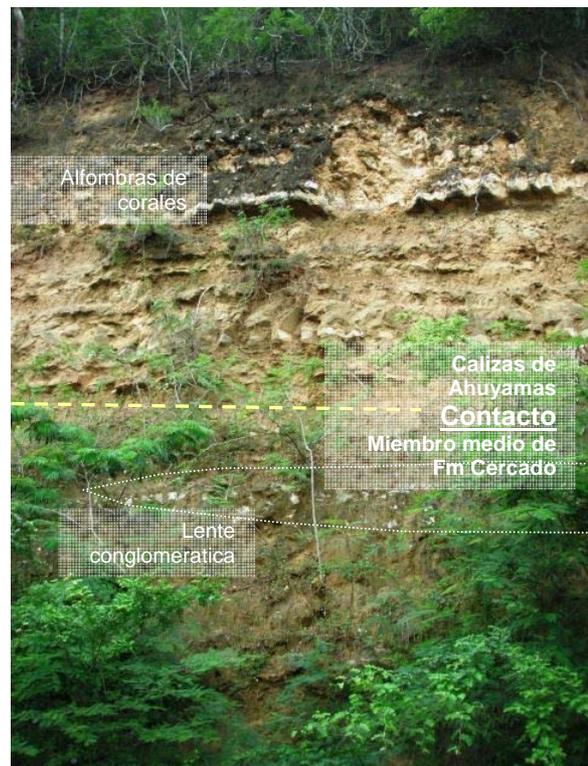


Fig. 69: Formación Cercado Calizas de las Ahuyamas. Base de las calizas en contacto con el Miembro medio de La Formación Cercado presentando lentes conglomeráticas.

Punto La Angostura Arriba 25PU9035 Lat.:19°35779/Long.: -70°72869

25PU9035 Lat.:19°35779/Long.: -70°72869



Fig. 70: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas. Superficie inclinada de calizas de las Ahuyamas carstificadas con cantos de calizas residuales de facies lapiaz.

25PU9031 Lat.:19°36131/Long.: -70°72951.



Fig. 71: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas. Superficie inclinada de Calizas de las Ahuyamas carstificadas con relleno de valle pardo negro a marrón.

25PU9031 Lat.:19°36131/Long.: -70°72951.

2.2.5. Formación Gurabo – margas de cuencas grises a ocre con intercalaciones de siltitas calcáreas-10- (Plioceno inferior)

2.2.5.1. Presentación y antecedentes

La Formación Gurabo presenta diversidad de facies a lo largo de las Hojas de Santiago Rodríguez, Mao, Martín García, Dajabón y Pepillo Salcedo. La base se ha reconocido en la Presa de Chacuey y en el Río Gurabo (Mao), donde se dispone, a escala de afloramiento, en contacto neto sobre la Formación Cercado. Saunders *et al.* (1986) le atribuyen una potencia de 425 m. En el Río Gurabo Sur, la formación parece pasar gradualmente a las Calizas de Mao Adentro suprayacentes, ya que se intercalan progresivamente en la serie margosa estratos calizos en secuencia estratocreciente.

Saunders *et al.* (1986) describen, para la Formación Gurabo, facies conglomeráticas y arenosas basales, en concordancia con la Formación Cercado, seguidas de limolitas con foraminíferos, en las que se intercalan areniscas con estratificación cruzada, colonias de corales en *slumps*, parches arrecifales y niveles de moluscos. En el Río Gurabo Sur se han medido, a techo de la formación, unos 60 m de margas azuladas que engloban, en la mitad inferior, niveles de *debris flows* microconglomeráticos y con cantos de escala métrica, seguidos de niveles decimétricos de génesis similar pero con fragmentos de corales.

En la Presa de Chacuey (Hoja de Dajabón) y Las Peñas del Río (Hoja Pepillo Salcedo), la Formación Gurabo es calcárea y contiene corales en posición de vida. En la primera

localidad existen además corales ramosos transportados acompañando láminas cruzadas de media a gran escala.

La base de la Formación Gurabo se ha datado en el Mioceno superior, mientras que su techo se ha situado en el Plioceno inferior (Saunders et al., 1986). Estas dataciones han sido confirmadas más recientemente a través del estudio de asociaciones de foraminíferos planctónicos (Lutz et al., 2008), donde se le asigna a las margas de Gurabo un rango temporal de 5,9-4,5 Ma (Messiniense-Plioceno inferior). Una vez más, la potencia de la formación es variable, pero se estimada aproximadamente entre 300 y 400 m. Saunders et al. (1986) describen, para la Formación Gurabo, facies conglomeráticas y arenosas basales, en concordancia con la Formación Cercado, seguidas de varios cientos de metros de limolitas con foraminíferos, en las que se intercalan areniscas con estratificación cruzada, colonias de corales en slumps, parches arrecifales y niveles de moluscos. Erikson et al. (1998) describe la base de la Formación Gurabo como un contacto neto sobre la Formación Cercado. En su mayor parte, la Formación Gurabo está formada por margas y limos calcáreos, con abundantes microfósiles y, en menor medida, corales solitarios, moluscos y restos de corales coloniales. En general, las facies se hacen más masivas y finas hacia el techo de la unidad.

Dentro de los trabajos desarrollados en el proyecto SYSMIN, la Formación Gurabo se describe como una serie homogénea de margas azuladas que intercalan, en su parte superior, niveles de arenas y debris flows conglomeráticos seguidos de niveles de génesis similar, con fragmentos de corales y otros bioclastos. La Formación Gurabo se apoya en contacto paraconforme, o con ligera discordancia cartográfica, sobre la Formación Cercado. Al Oeste de Río Gurabo Bernardez (2004) describe una discontinuidad entre la Formación Cercado y Gurabo. Esta discontinuidad sedimentaria se registra mediante el desarrollo de una superficie de omisión sedimentaria (hardground) a techo de las Calizas de las Ahuyamas, sobre la que se forma un depósito conglomerático, interpretado como un "lag" transgresivo.

Aunque en el grueso de la formación la macrofauna suele ser inexistente, cerca de su techo los niveles margosos contienen abundante fauna de carácter marino somero, como pectinides, ostreidos, gasterópodos, equinodermos, algas calcáreas y fragmentos de corales. La unidad parece pasar gradualmente a las Calizas de Mao Adentro, ya que se intercalan progresivamente estratos de calizas bioclásticas en la serie margosa en

secuencia estratocreciente. En la parte alta de la formación, Ardévol (2004) describe también areniscas con estratificación cruzada, así como la existencia de numerosos biohermos de corales en posición de vida y niveles de corales ramosos retrabajados. Es destacable también la mención de rizolitos y evidencias de exposición subárea a techo de la unidad.

En el marco del presente proyecto, se han estudiadas dos secciones en parte alta de la Formación Gurabo. En el corte de la Cañada, en la Hoja de Santiago, dominan ampliamente las facies de margas grises, masivas, en ocasiones algo arenosas. Poseen hacia su parte alta acumulaciones de restos vegetales y fósiles dispersos de gasterópodos, en general bien conservados. Aparecen a diferentes alturas dentro de la serie niveles decimétricos y centimétricos de arenas medias, con porcentajes variables de bioclastos. Hacia techo, las margas se hacen progresivamente más arenosas y en la serie se intercalan numerosos episodios, decimétricos, de arenas con un alto contenido en fósiles (gasterópodos, bivalvos, corales solitarios). La fauna se encuentra, en general, muy fragmentada. Estos niveles se acuñan lateralmente, poseen granoclasificación normal y base ligeramente erosiva.

En la Hoja de Villa Vásquez, en el flanco Norte de la cuenca del Cibao la sección estudiada está formada por unos 70 metros de margas grises-azuladas, bioturbadas, con un alto contenido en microfósiles y gasterópodos. Hacia techo las margas incorporan niveles de unos 10-20 centímetros de calcarenitas muy bioclásticas (algas, moluscos y corales coloniales), con granoclasificación positiva y base erosiva.

Las asociaciones faunísticas estudiadas dentro de la Formación Gurabo indican un incremento progresivo de la profundidad, desde 20-50 m, cerca de su base, hasta 100-400 cerca de su techo (Van den Bold, 1988; Erikson, 1992). Partiendo de las calizas de las Ahuyamas, en su base, la Formación Gurabo muestra una secuencia de profundización hacia techo, que se inicia en un sistema (para)arrecifal y finaliza en un medio de plataforma siliciclástica externa, por debajo de las Calizas de Mao Adentro (ver más adelante) (McNeill et al., 2008). Para Ardévol (2004), que estudio exclusivamente la parte más alta de la Formación Gurabo, el medio de depósito puede interpretarse como ambientes marinos transicionales o costeros (marismas lagunas, llanuras y canales mareales, etc.).

Las secciones analizadas registran una progresiva somerización hacia techo de la Formación Gurabo, si bien esta disminución de la profundidad se muestra de forma diferente

en función del sector considerado y del tipo de ambiente sedimentario en las zonas costeras.

De esta forma, en la Hoja de Villa Vázquez, se produce una somerización en una plataforma marina siliciclástica que se registra mediante la aparición de bancos de calcarenitas bioclásticas. Cada uno de estos episodios representa la llegada de sedimentos erosionados en la franja costera, transportados hacia la cuenca mediante corrientes de resaca, quizá durante grandes tormentas.

Una interpretación similar puede hacerse de la sección estudiada en el corte de La Cañada (Santiago). En este caso, el área costera que alimenta los depósitos de tormentas sería de naturaleza más siliciclástica, probablemente de mayor influencia deltaica por ubicarse en el piedemonte de la Cordillera Central que en el caso de Villa Vázquez, ubicado en el flanco norte de la cuenca

2.2.5.2. Descripción particular a la Hoja

La formación Gurabo ocupa 23 km², 6% de la superficie de la hoja, (Fig. 72) donde dibuja una faja oblicua cuya extensión superficial y potencia disminuyen del NO hacia el SE. Su disposición cartográfica traduce una relación con los accidentes estructurales del sector SO de la hoja. Al Oeste aparece controlada por los accidentes NE-SO, conjugados de la Falla de La Española, o más recientes, relacionados con la Falla Septentrional, y al Sur por los accidentes NO-SE constituidos por las extensiones de la Falla de Bonao-La Vega que corresponde al tramo oriental de la falla de La Española.

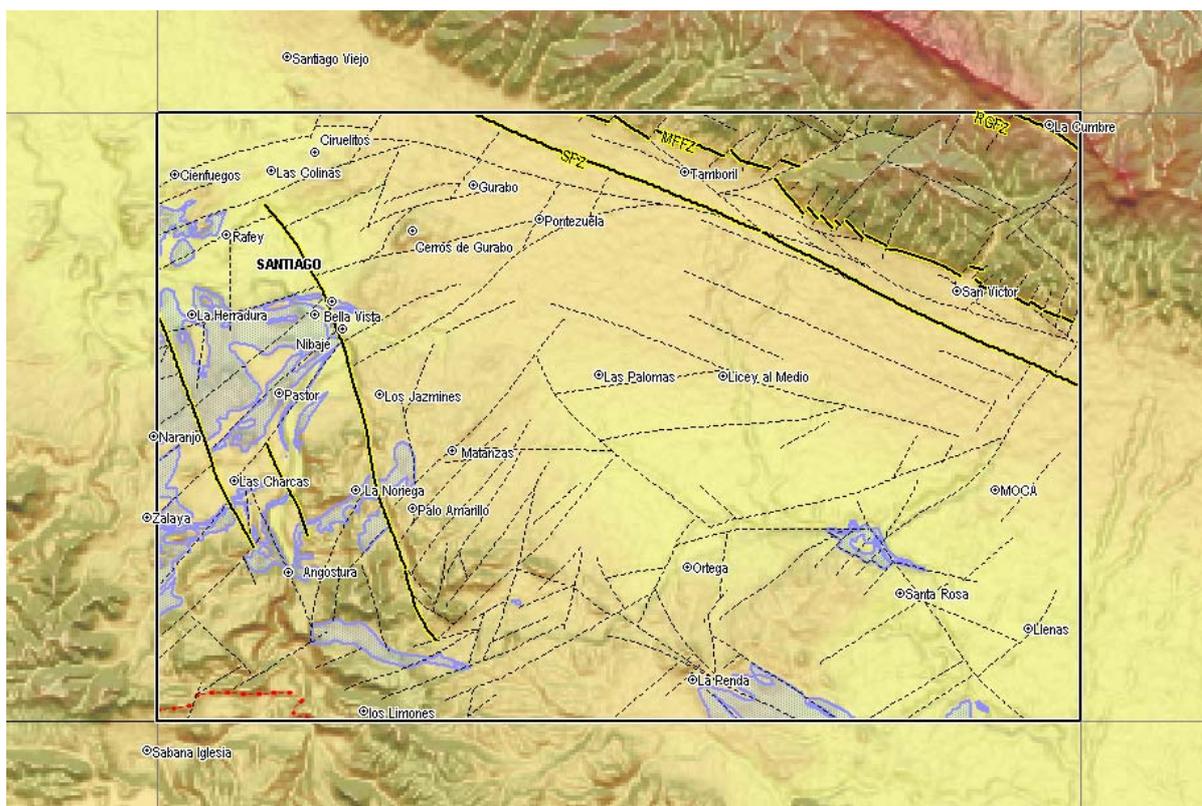


Fig. 72: Esquema de ubicación de la Formación Gurabo en el marco de la hoja con los principales fallas con fondo del modelo numérico de terreno.

Los escasos afloramientos de la Fm Gurabo ocupan generalmente depresiones: las riberas del Río Yaque en la zona urbana y periurbana de Santiago, así como los cortes antrópicos de carreteras, ofrecen las mejores secciones. En la Parte SE de la hoja la formación Gurabo aparece en pequeñas ventanas abiertas por la red hidrográfica en la cobertera (Río Puñal, Río Licey).

En general se trata de margas siltíticas con intercalaciones paralelas continuas de siltitas calcáreas, localmente arenosas hacia techo (Fig. 73 a Fig. 75). Existen tramos de margas masivas homogéneas, sin estratificación visible, con aspecto noduloso debido a la meteorización, (Fig. 76).



Fig. 73: Formación Gurabo – Vista de los niveles inclinados de 20° de margas y siltitas calcáreas



Fig. 74: Formación Gurabo Vista de los niveles inclinados de 20° de margas y siltitas calcáreas.

Valle del Río Yaque en la ciudad de Santiago (Ribera izquierda entre Bella Vista y La Otra Banda). 25PU9939 Lat.:19°44963/Long.: -70°7134

Vertedero nuevo de Rafey. 25PU9148 Lat.:19°47098/Long.: -70°74958



Fig. 75: Formación Gurabo - Vista de los niveles horizontales de margas y siltitas calcáreas.

Ciudad de Santiago (Universidad UASD Avenida Olímpica). 25PU9012 Lat.:19°42603/Long.: -70°7302



Fig. 76: Formación Gurabo - Vista de las facies masivos nodulosos de las margas

Barrio Bella Vista (Carretera a San José de las Matas). 25PU9002 Lat.:19°44334/Long.: -70°71005

El color gris azulado a gris claro, localmente caqui, pasa a beige con la meteorización. La macro fauna es escasa, constituida de unos clastos de corales solitarios o moldes de gasterópodos o bivalvos, generalmente fragmentados. Son más frecuentes en los niveles

siltosos a arenosos. En la parte superior se encuentran restos de hojas fósiles en niveles siltoarenosos laminados. Por lo general, la estratificación es horizontal (Fig. 10-5); pero en varios afloramientos se observan buzamientos muy fuertes, que pueden llegar hasta 35,° testigos de una actividad tectónica post sedimentaria. Estos buzamientos acentuados se observan en la ribera izquierda del Río Yaque, entre Bella Vista y la Otra Banda (Fig. 77). En esta sección se puede ver además las trazas de fallas normales que basculan las alternancias de margas y siltitas.

La potencia de la formación oscila entre 200 y 0m, en el marco de la Hoja. El contacto con la Formación Cercado subyacente (Calizas de las Ahuyamas o Miembro inferior) corresponde generalmente a una discordancia angular. En el sector Este de la Angostura - Loma de Los Picos, la Formación Gurabo desaparece entre una superficie de carstificación y las areniscas de la Formación Mao. Esta carencia sedimentaria puede relacionarse con la discontinuidad descrita en la Hoja Mao por Bernardez (2004). Donde esta discontinuidad sedimentaria se registra mediante el desarrollo de una superficie de omisión sedimentaria (hardground) a techo de las Calizas de las Ahuyamas, sobre la que se forma un depósito conglomerático, interpretado como un "lag" transgresivo. En la parte SE de la hoja el substrato de la Formación Gurabo no se observa en superficie.

A techo, la Formación Gurabo está en contacto con la Formación Mao (Plioceno medio y superior), la Unidad de Lacey al Medio (Pleistoceno) y la cobertera cuaternaria. El contacto con la Formación Mao es discordante. Se observa particularmente en los farallones de las obras del Vertedero nuevo de Rafey (Fig. 78) donde la discordancia angular es muy llamativa y en el Río Puñal, al Oeste del Los Indios, donde el contacto es paraconforme con las areniscas y conglomerados de la Formación Mao (Fig. 79).

El contacto con la Unidad de Lacey al Medio es discordante y se observa en las ventanas abiertas en dicha unidad por el Río Lacey en las cercanías de la ciudad de Moca (Fig. 80)



Fig. 77: Formación Gurabo - Vista de una de las fallas normales asociada al basculamiento de las alternancias de la Formación Gurabo.

Río Yaque en Baracoa (Santiago) 25PU9939
Lat.:19°44963/Long.: -70°7134.

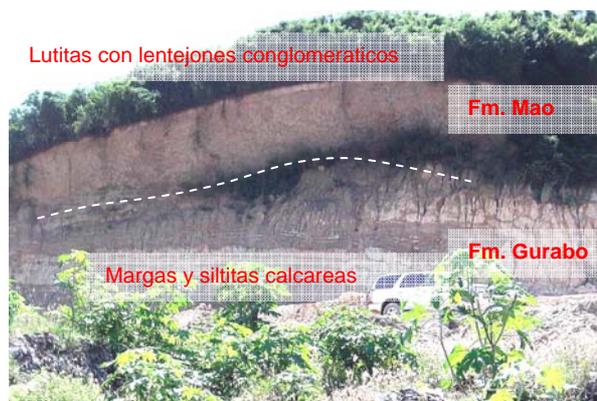


Fig. 78: Formación Gurabo - Vista de la discordancia de la Formación Gurabo con la Formación Mao a techo.

Vertedero nuevo de Rafey 25PU9145 Lat.:19°47237/Long.: -70°74927



Fig. 79: Formación Gurabo - Vista del contacto de la Formación Gurabo con la Formación Mao a techo

Río Puñal en Los Indios. 25PU9358 Lat.:19°36571/Long.: -70°65255



Fig. 80: Formación Gurabo - Vista de la discordancia de la Formación Gurabo inclinada con Unidad de Lacey al Medio a techo;

Puente Río Lacey de la carretera Moca La Vega 25PU9145
Lat.:19°47237/Long.: -70°74927

Saunders (2004) realizó muestreos y dataciones de microfauna y macrofauna en cuatro afloramientos de la Formación Gurabo. Las ubicaciones, características y resultados están resumidos en la Fig. 81 y Tabla 3.

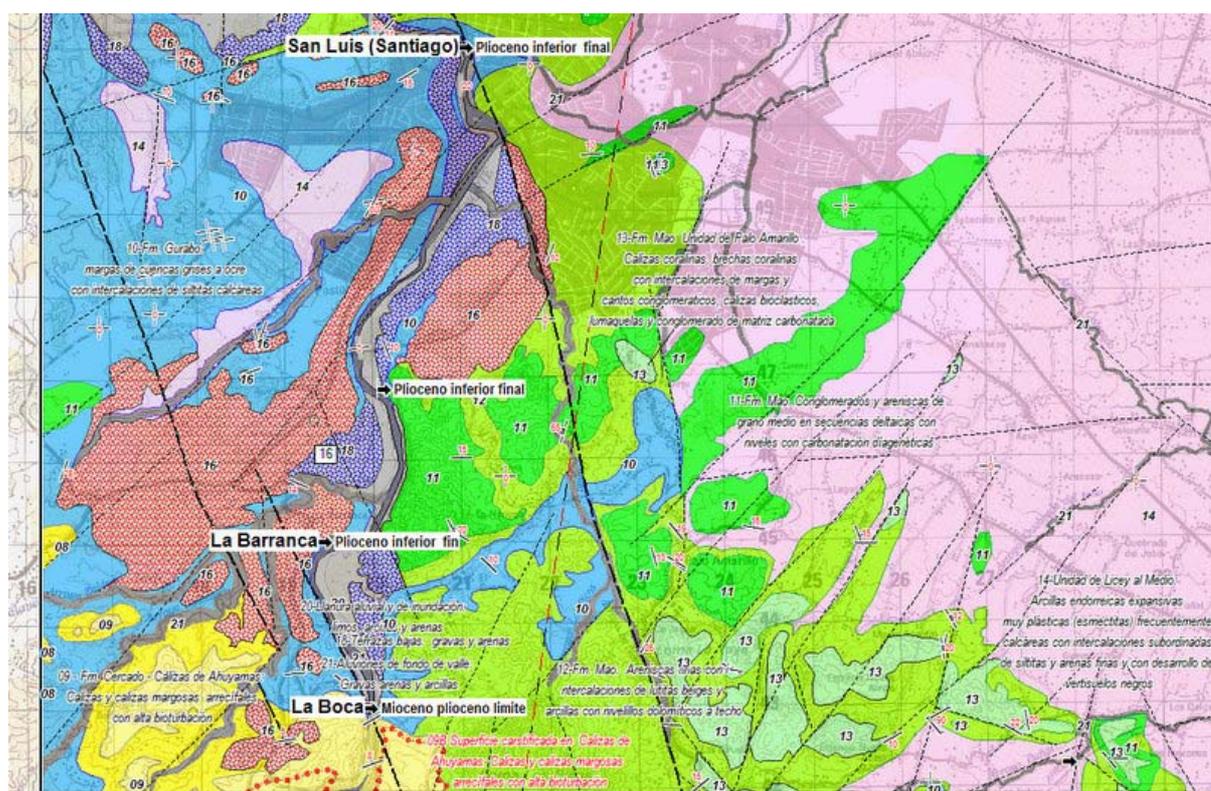


Fig. 81: Ubicación y resultados de las muestras de dataciones realizadas por Saunders (2004) en el sector de Santiago.

Localidad	MUESTRAS	LONGITUD WGS 84	LATITUDE WGS 84	EDAD	ZONA	MEDIO DE SEDIMENTACION	COMENTARIOS
San Luis (Santiago)	NMB 17196	-70°70306	19.44716	Plioceno inferior final	NN13-NN15	deep water open marine assemblage	
Arroyo Hondo	NMB 17300	-70°71176	19.40884	Plioceno inferior final	NN13-NN15		
La Barranca	TU1381	-70°71832	19.39299	Plioceno inferior final	NN13-NN15	deep water open marine assemblage	siltitas calcáreas bioclásticas
La Boca	NMB	-70°71333	19.37476	limite del Mioceno Plioceno	NN11	deep water open marine assemblage	

Tabla 3 : Detalle de los resultados de dataciones realizadas por Saunders (1986) en el sector de la Barranca y Santiago.

El punto la Boca está ubicado en la base de la formación, mientras que los puntos Barranca, Arroyo Hondo y San Luis pertenecen a la parte media-alta de la Formación Gurabo. El Punto San Luis corresponde a la pared muy visible de la Fortaleza de Santiago en el barrio Nibaje. De estos resultados se puede considerar que en la Hoja, la Formación Gurabo ocupa el intervalo límite Mioceno superior-final Plioceno inferior.

Cabe señalar la ausencia, en la hoja, del miembro de las Calizas coralinas de Mao Adentro, muy representadas en las hojas ubicadas al Oeste (San José de las Matas, Mao, Martín

García) donde forman una unidad morfo-estructural muy relevante. Estas calizas están datadas de la parte inferior del Plioceno medio. La ausencia de este miembro corresponde al desarrollo de la Formación Mao, conglomerática-deltaica, datada de Plioceno medio superior. Así, el Plioceno medio-basal podría corresponder a una fase tectónica provocando una venida de materiales continentales de la Cordillera Central o de los depósitos preexistentes, erosionando o impidiendo el desarrollo de las facies arrecifales de las calizas de Mao Adentro.

2.2.6. Formación Mao (Plioceno medio-superior)

2.2.6.1. Presentación y antecedentes

La base de la Formación Mao se ha situado en el Plioceno inferior a partir de las dataciones efectuadas en la parte alta de la Formación Gurabo (Saunders et al., 1986). Posteriormente, Bernárdez (2004), supone que las asociaciones indicativas de edades Plioceno inferior descritas dentro de esta unidad son reelaboradas y que esta formación debe poseer una edad Plioceno medio-superior. Aunque su parte más alta no es fácilmente reconocible, el techo corresponde siempre a la discordancia basal de los materiales cuaternarios. Se le concede una potencia mínima de 350-600 m y máxima de 3600 m.

En general, se puede asignar, con reservas, a su parte más alta, una edad Plioceno superior, con posibilidad de alcanzar el Pleistoceno.

La Formación Mao está compuesta por un conjunto de facies muy heterogéneas que reflejan un amplio abanico de medios sedimentarios, en su mayor parte de naturaleza costera. Erikson et al. (1998) describe la base de la Formación Mao como un contacto neto y erosivo, desarrollado sobre las margas y limos de la Formación Gurabo, que se encuentra tapizado por conglomerados y arenas de talud.

Por otro lado, los trabajos realizados dentro del proyecto SYSMIN han demostrado que el límite entre ambas formaciones es complejo y de naturaleza muy variable según la zona de la cuenca considerada. De esta forma, algunos investigadores han definido un tramo de calizas arrecifales entre las formaciones Gurabo y Mao, denominadas Calizas de Mao Adentro, atribuidas al Plioceno inferior-medio. Las facies de esta unidad han sido interpretadas como de armazón y talud arrecifal. Las calizas de Mao Adentro, que cuando afloran constituyen el miembro superior de la Formación Gurabo, no han sido estudiadas en este informe, pero suponen la finalización de una secuencia de somerización que se inicia aproximadamente a la mitad de la Formación Gurabo y que culmina, en la parte alta de la

serie, con el desarrollo de sistemas costeros o incluso con la emersión del techo de la unidad en algunos sectores occidentales de la Cuenca.

En este sentido, este mismo grupo de trabajo (p.e. Urien y Monthel, 2004) ha descrito otras unidades siliciclásticas, de pequeña potencia y naturaleza deltaica, que reflejan esta somerización, situadas sobre el techo de las margas de la Formación Gurabo y bajo las Calizas de Mao Adentro (p.e. las Areniscas y margas de las Caobas). Saunders et al. (1986) y Erikson et al. (1998) describen en la Formación Mao un término basal terrígeno grosero, mal clasificado, al que sigue un intervalo predominantemente limoso pero con pequeñas intercalaciones clásticas y calcareníticas.

Dentro de las intercalaciones de la parte alta de la serie, más finas, son muy frecuentes las calizas con bloques de corales arrecifales. El conglomerado y las arenas basales, de unos 100 metros, presentan morfologías canaliformes y estratificaciones cruzadas de gran escala y alta inclinación sedimentaria. Hacia la parte media de la Formación Mao aparece un tramo muy potente, formado por calizas con restos de corales coloniales en bolos, que se alternan con los limos y margas grises pliocenos. Hacia techo, los limos de la parte superior de la unidad se hacen progresivamente más arenosos, a la vez que comienzan a aparecer grandes bloques de calizas arrecifales aislados en la matriz detrítica fina.

Esta descripción de la Formación Mao es bastante coherente con la realizada por Ardévol (2004) y Bernárdez (2004). Para estos últimos la Formación 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. Los limos suelen tener una participación arenosa importante y en ocasiones presentan fauna marina y costera, siendo más general la presencia de restos vegetales. Se han citado en esta unidad depósitos de debris flows y slumps lutíticos, entre los que se intercalan capas tabulares de areniscas laminadas con estratificación fina media y conglomerados. En otros afloramientos estos mismos autores describen conglomerados y arenas con estratificación inclinada de gran escala, separados por niveles lutíticos, decimétricos, muy continuos.

Se describen dos cortes, en las hojas de Santiago y de El Mamey. En el primero se ha observado la parte basal de la Formación Mao y su transición a la unidad sub-yacente, la Formación Gurabo. El corte del Mamey ha permitido describir una sección parcial, localizada en la parte más alta de la unidad. Al margen de estas dos secciones, una pequeña parte de la Formación Mao también ha sido analizada en una pequeña cantera donde presenta intercalaciones de calizas y calcarenitas coralinas, que serán incluidas dentro del Mb. de las calizas de Palo Amarillo de esta formación (ver más adelante).

En Santiago, en el corte del Río Yaque del Norte, la Formación Mao se inicia con un tramo de unos 75 metros que, en conjunto, define una secuencia granocreciente. Comienza con limos y arenas finas-medias grisáceas, algo limosas, con fragmentos bioclásticos y restos carbonosos, que suponen las facies de transición con la Formación Gurabo. Hacia techo estos depósitos pasan rápidamente a una alternancia de arenas medias y gruesas, a veces con cantos y gravas, con laminación horizontal de alto régimen de flujo, que se alternan con paquetes decimétricos de lutitas arenosas con restos de plantas. Esporádicamente se intercalan hileras de cantos y episodios conglomeráticos de base alabeada, matriz arenosa y cantos (sub)redondeados de tamaño pebble. Hacia la parte más alta del tramo desaparecen las lutitas y la serie pasa a estar formada por arenas y conglomerados de tonos ocres y amarillentos. Las facies más groseras definen barras de conglomerados y arenas gravosas, con estratificación cruzada-paralela de gran escala, muy difusa. En la parte alta de este tramo dominan los conglomerados, que presentan una organización interna masiva o una estratificación muy difusa, aunque se han observado de forma puntual grano clasificación normal e inversa. Los diferentes cuerpos sedimentarios suele aparecer amalgamados y adquieren morfologías canaliformes y tabulares superpuestas en la vertical, con desarrollo puntual de superficies de erosión interna. Los canales presentan una continuidad lateral muy amplia y base ligeramente erosiva. En el tramo medio de la sección, de unos 25 metros de potencia, vuelven a dominar las arenas medias, masivas, con cantos y gravas dispersas. Intercalan filas de cantos redondeados y grandes bloques aislados dentro de los sedimentos arenosos, que se concentran al techo de cada estrato. Tal y como suceden en el tramo inferior, este tramo registra un incremento del tamaño de grano y se hacen progresivamente más frecuentes a techo las pasadas decimétricas de arenas gruesas y conglomerados de grano fino (tamaño de los cantos pebble) que, finalmente, pasan a conglomerados canaliformes, masivos, mucho más potentes y de granulometría superior. El tramo más alto de la sección se inicia con arenas limosas amarillentas, que presentan pasadas de arenas gruesas e hileras de cantos, de potencia centimétrica, mucho más cementadas. El techo de la serie se ha estudiado en una cantera, donde dominan los paquetes métricos de arenas gruesas (micro) conglomeráticas, gravas y conglomerados con morfologías tabulares y canaliformes complejas, de gran escala. Son muy frecuentes las estratificaciones cruzadas de media a gran escala, la granoclasificación normal, así como los restos carbonosos. Subordinadas a estas litologías, se intercalan nivelitos de arenas finas y limosas de poco espesor.

La sección de la Formación Mao estudiada en la Hoja del Mamey posee tan sólo 21 metros de potencia pero permite una buena descripción de la geometría de los cuerpos

sedimentarios. Pueden diferenciarse tres tramos dentro de esta sucesión. El tramo basal lo forman unas 8 m de arenas medias y gruesas laminadas, con cantos y gravas redondeadas y dispersas en la matriz arenosa, cementadas por óxidos de hierro. Las arenas se alternan con nivelitos centimétricos de arenas finas, algo limosas, de color blanco, con laminación horizontal, que aparecen tapizando las capas más gruesas. Estas facies se organizan en bancos decimétricos, con estratificación inclinada paralela ligeramente cóncava, de escala media, muy bien definida, que definen geometrías de acreción lateral hacia el N/NE (N52°E). Pueden intercalar arenas con estratificación cruzada en surco de menor escala y canales de pequeña escala incididos en los foresets de estas mesoformas. Son muy frecuentes las estructuras de escape de fluidos (laminación convoluta) y contienen retos dispersos de plantas en algunas pequeñas capas intercaladas de arenas limosas. En conjunto, los depósitos definen una tenue secuencia estrato y granocreciente. El segundo tramo se deposita sobre una superficie erosiva elaborada en las arenas del tramo inferior, que también presenta estructuras de cargas en su techo. Está compuesto por unos 11 metros de alternancia de arenas finas-medias y gruesas, que se organizan en secuencias grano creciente y estratocrecientes de espesor métrico. Al igual que en tramo inferior presentan estratificación inclinada paralela, de media escala, y acreción lateral hacia el N/NO (N290°E). Las buenas condiciones de afloramiento permiten observar como las estratificaciones inclinadas pasan a disponerse horizontales lateralmente a la vez que se produce una suave disminución del tamaño de grano. El tercer tramo lo conforma 2 metros de arenas finas y medias, laminadas y con estratificación cruzada en surco. Intercalan filas de cantos y conglomerados de grano muy fino (tamaño de los cantos pebble), de potencia centimétrica, base neta y morfologías canaliformes, sin desarrollo de estratificaciones cruzadas.

Para Saunders (1986) y Erikson et al. (1998) la parte basal de la Formación Mao se depositó en un medio de profundidad nerítica-batial (de 100 a 500 m), de muy baja energía, al que llegaban de forma episódica grandes volúmenes de aportes detríticos desde el continente, principalmente a través de flujos de densidad y corrientes de turbidez. Todas estas características apuntan hacia un ambiente de talud continental, probablemente alimentado por sistemas deltaicos instalados en el borde norte de la Cordillera Central. La parte media y alta de la unidad, más margosa y carbonatada, es interpretada por estos autores como una zona de acumulación bioclástica, alimentada mediante corrientes de densidad (facies de talud arrecifal) procedentes de sistemas arrecifales localizados al Sur de estas zonas.

Esta interpretación de la Formación Mao es coherente con la propuesta por Ardévol (2004), al menos para sus facies basales, donde describe el relleno de un canal o cañón turbidítico, probablemente localizado en una zona de talud. A diferencia de los anteriores autores, Ardévol describe en otros puntos de la cuenca niveles con estratificación cruzada a gran escala que interpreta como foresets de un frente deltaico, internamente constituidos por barras arenosas y de gravas. El tamaño de grano, la ausencia de estructuras de oleaje, y la presencia de finos cubriendo las barras presuponen un depósito de fan delta por debajo del nivel de acción del oleaje. En este sentido, Bernárdez (2004) reinterpreta las facies conglomerático-arenosas y de margas basales descritas por Saunders et al. (1986) y Erikson et al. (1998), como depósitos de frente deltaico y prodelta.

En base de los datos expuestos en ambas secciones, la Formación Mao presenta características sedimentarias propias de medios deltaicos progradantes, principalmente en zonas próximas a su desembocadura, en cuencas con creación continua del espacio de acomodación y altas tasas de acumulación sedimentaria, muy especialmente en su parte basal. En contraposición a lo propuesto por Erikson et al. (1998), en conjunto la Formación Mao parece registrar una progresiva somerización hacia su techo, que finalizaría en el Plioceno superior-Pleistoceno (?) con la retirada definitiva del mar de la cuenca y el desarrollo de los depósitos continentales del valle del Cibao.

Los depósitos descritos en el tramo medio de la sección reflejan una profundización del medio, precedida de una regresión brusca que originó la erosión de parte del tramo inferior. Las facies descritas en este tramo se interpretan como grain flows y flujos de turbidez de alta densidad depositados en las partes proximales y medias de un frente deltaico progradante. El último tramo vuelve a reflejar una profundización brusca del sistema deltaico, que evoluciona, de nuevo, desde facies de frente deltaico medio-distal a facies de llanura deltaica. La parte más alta del corte representa ambientes costeros en sentido estricto, propios de llanura deltaica y frente deltaico. La baja pendiente sedimentaria que muestran estos depósitos, así como las morfologías canaliformes y la construcción de barras reflejan la participación de procesos tractivos, en zonas muy someras, dominadas por los sistemas fluviales. En conjunto, la sección estudiada en la Hoja del Mamey, representa un complejo de acreción lateral de barras de grandes dimensiones adosadas al margen de un canal profundo, probablemente localizadas en una llanura deltaica arenosa. No es necesario que exista una topografía de barras de meandros bien definida. En estos sistemas los sedimentos más finos se transportarían en by-passing hacia zonas más cercanas a la línea de costa, excepto en etapas de flujo muy bajas. La alternancia de granulometrías groseras y finas en las caras de avalancha de estas mesoformas (foresets) refleja las

oscilaciones en el caudal del sistema fluvial o incluso la acción de mareas. La aparición de pequeñas barras de cresta sinuosa indican fases de etapas de caudal pequeño y la construcción de formas arenosas al pie de las barras. Los canales incididos en la barras de acreción lateral entre los sucesivos cordones de meandros registran la aparición de canales subsidiarios durante periodos de crecidas moderados. La parte alta de la sección se interpreta como facies de relleno de canales deltaicos estables (distributarios) a través de flujos tractivos y migración de barras de arenas. Las características de estos depósitos indican su génesis en zonas más profundas del canal, aunque dentro del mismo contexto sedimentario que en los tramos anteriores.

La descripción de las Calizas de Palo Amarillo supone una nueva aportación al conocimiento de la estratigrafía de la Cuenca del Cibao (Urien, 2008). No existen referencias previas de intercalaciones de facies mixtas carbonatadas y coralinas, dentro de sedimentos siliciclásticos costeros, dentro de la parte alta de la Formación Mao.

2.2.6.2. Descripción particular a la Hoja.

2.2.6.2.1. Introducción

En la presente hoja se ha distinguido tres entidades en la Fm Mao Adentro:

- Conglomerados y areniscas de grano medio en secuencias deltaicas, con niveles de carbonatación diagenéticas.
- Areniscas finas con intercalaciones de lutitas beiges y arcillas con nivelillos dolomíticos a techo.
- Unidad de Palo Amarillo, constituida de calizas con corales, brechas coralinas con intercalaciones de margas y cantos conglomeráticos, calizas bioclásticos, lumaquelas y conglomerado con matriz carbonatada.

Las dos primeras corresponden al miembro basal. Se han distinguido por la relevancia que tienen las facies conglomeráticas en el modelado topográfico de la hoja y también como recursos en material arenoso de construcción en la periferia de la ciudad. Las dos facies se intercalan, con una predominancia de los conglomerados en la base de la Formación.

Las areniscas finas corresponde a la facies dominante, cubriendo 15% de la superficie de la hoja (72 km²). Los conglomerados y las calizas ocupan respectivamente 6.0 y 6.2 km² equivalente a 1.2 % de la hoja.

De poca extensión, la unidad de Palo Amarillo, constituye sin embargo el material explotado por la empresa “Cementos Cibao” y corresponde a sectores peculiares en la ordenación del territorio urbano de la ciudad de Santiago. Constituye la parte somital de la Formación Mao. no estaba descrita previamente en la descripción de la Formación Mao.

La Formación Mao describe una forma sigmoidea discontinua, incurvada hacia el Sur, que atraviesa la hoja del Sector NO hasta el sector oriental para desaparecer en la ciudad de Moca (Fig. 82). Corresponde a las ultimas zonas de relieve del piedemonte de la Cordillera Central con la llanura de Licey al Medio al Norte y la llanura de Villa Tapia al SE.

Su disposición cartográfica traduce una relación con los accidentes de la hoja. Al NO aparece controlada por las fallas NE-SO conjugadas de la Zona de Falla de La Española o más recientes relacionados con la Zona de Falla Septentrional. Al Suroeste esta relacionada con las fallas NE-SO y las fallas NO-SE constituido por las extensiones de la Falla Bonao-La Vega que corresponde al tramo oriental de la falla La Española. El la parte oriental constituye una relieve controlada por fallas de ENE-SSO.

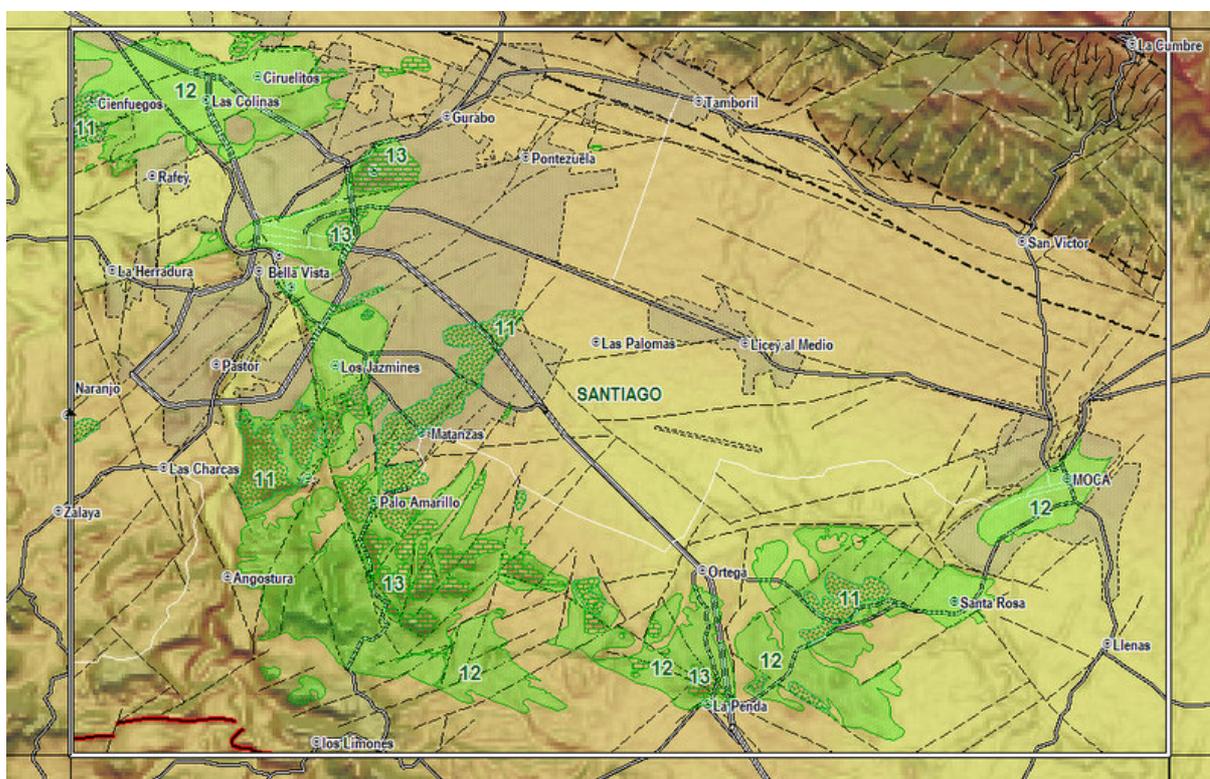


Fig. 82: Formación Mao 6 Esquema de ubicación en el marco de la hoja con los principales fallas con fondo del modelo numérico de terreno (11: facies conglomerática / 12: facies areno-lutítica / 13: calizas con corales)

2.2.6.2.2. Formación Mao - Conglomerados y areniscas de grano medio en secuencias deltaicas con niveles con carbonatación diagenéticas -11- (Plioceno medio-superior)

Los conglomerados constituyen la facies más llamativa de la formación Mao. Esta unidad se encuentra principalmente en la parte basal de la formación, intercalados con las areniscas finas y lutitas. Están muy representados en los relieves al Sur de la zona urbana de Santiago entre Los Jazmines y La Noriega. Una ocurrencia de estos conglomerados se ubica en Naranjo, al límite occidental de la hoja, y se extiende en la hoja de San José de las Matas. La explotación de estos conglomerados y areniscas como material arenoso de construcción deja cortes muy espectaculares. (Fig. 83)

Constituyen lentes clinoformas muy frecuentes dentro de las areniscas (Fig. 84 & Fig. 85). El color es ocre a beige o naranja. Son polimícticos, constituidos de clastos de tonalitas, granitos, anfibolitas, meta basaltos y basaltos porfídicos, en una matriz arenosa de grano medio a grueso (Fig. 86 y Fig. 87). El área fuente de los clastos corresponde a la Cordillera central y estos clastos pueden resultar o de la erosión de la Cordillera Central o de formaciones sedimentarias conglomeráticas ya depositadas (niveles conglomeráticos de la formación Jánico o Conglomerado Inoa o Conglomerado Bulla); Son relativamente clasificados y bien redondeados. Existen localmente niveles de alta porosidad que pueden presentar una carbonatación diagenética de la matriz arenosa en lentes decimétricas o lentejones de potencia métrica y de extensión plurimétrica a decamétrica (Fig. 88 y Fig. 89). Los niveles conglomeráticos presentan una estratificación cruzada o paralela de gran escala, muy difusa. Generalmente los conglomerados presentan una organización interna masiva o una estratificación muy difusa, aunque se han observado, de forma puntual, granoclasificación normal e inversa. Los diferentes cuerpos sedimentarios suelen aparecer amalgamados y adquieren morfologías canaliformes y tabulares superpuestas en la vertical, con desarrollo puntual de superficies de erosión interna.

El contacto con la formación Gurabo infrayacente aparece localmente concordante en el corte del Río Yaque del Norte donde la Formación Mao se inicia con un tramo de unos 75m, que, en conjunto, define una secuencia granocreciente. Comienza con limos y arenas finas-medias, grisáceas, algo limosas, con fragmentos bioclásticos y restos carbonosos, que suponen las facies de transición con la Formación Gurabo. Hacia techo, estos depósitos pasan rápidamente a una alternancia de arenas medias y gruesas, a veces con cantos y gravas, con laminación horizontal de alto régimen de flujo, que alternan con paquetes decimétricos de lutitas arenosas con restos de plantas.

En otra localización, tal como en las paredes del Vertedero de Rafey (Fig. 90), el contacto corresponde a una discordancia angular entre los niveles plurimétricos de conglomerados no clasificados, depositados por encima de las estratificaciones onduladas de las alternancias y siltitas de la Formación Gurabo.



Fig. 83: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista panorámica de una de las canteras de Arroyo Hondo en las areniscas conglomeráticas de la Formación Mao.

25PU9055 Lat.:19°40322/Long.: -70°70417



Fig. 84: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de las cliniformes de las areniscas conglomeráticas en una cantera en la ribera del Río Yaque en Arroyo Hondo

25PU9054 Lat.:19°40371/Long.: -70°70881



Fig. 85: Formación Mao – conglomerados areniscas: vista de las canteras de la Noriega.

25PU9065 Lat.:19°39477/Long.: -70°70452



Fig. 86: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de los conglomerados

cantos redondos de tonalitas (T), Basaltos porfídicos (BP), meta basaltos (MB) y granito rosados (GR) en una cantera de la Noriega - 25PU9066
Lat.:19°39513/Long.: -70°70456

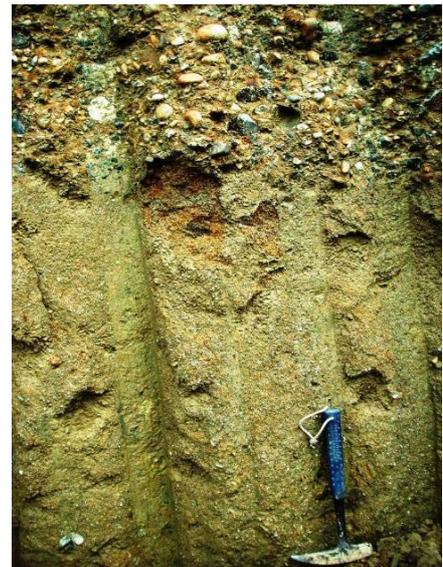


Fig. 87: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de la transición areniscas gruesas y conglomerados.

cantera de Romero - 25PU9496
Lat.:19°34723/Long.: -70°58396



Fig. 88: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de los lentejones de areniscas conglomeráticas con carbonatación diagenética.

25PU9057 Lat.:19°40677/Long.: 70.70084



Fig. 89: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de de los lentejones conglomeráticos con carbonatación diagenética.

lentejones conglomeráticos porosos (azulado) con unos con carbonatación diagenética (rojo).25PU9057 Lat.:19°40677/Long.: 70.70084



Fig. 90: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista del contacto discordante de la Formación Mao con la Formación Gurabo.

25PU9147 Lat.:19°47'206/Long.: -70°7'4898

2.2.6.2.3. Formación Mao - Areniscas finas a gruesas con intercalaciones de lutitas beige y arcillas con nivelillos dolomíticos a techo-12- (Plioceno medio-superior).

Esta facies es la más representada en la Formación Mao, particularmente en el sector NO y en la zona urbana de Santiago. Los afloramientos naturales son muy escasos y las observaciones corresponden a cortes antrópicos de carreteras o obras de construcción en la zona urbana de la ciudad (Fig. 91). Son alternancias centimétricas a decimétricas de niveles de areniscas finas a gruesas localmente microconglomeráticas (Fig. 92) beige-naranja y lutitas beige-verdoso (Fig. 93) con escasas lentes de conglomerados. Unos niveles de areniscas finas pueden contener fósiles vegetales en formas de hojas o acumulaciones de materias orgánicas. En las extremidades de la zona de extensión, Ciudad de Moca al Este y NO, se desarrollan facies con alternancias de lutitas expansivas de color beige-gris (Fig. 94) ,con escasas intercalaciones decimétricas de areniscas finas (10%), con moldes de bioclastos. A techo, hacia el contacto con las calizas de Palo Amarillo, se observan niveles bioclásticos (Fig. 95) con, localmente, lumaquelas con acumulaciones de Arcas enteras de tamaño pluricentimétrico (Fig. 96) o clastos de corales. Frecuentemente, en particular en el sector meridional (la Sabana, Dona María, La Penda) se encuentra, a techo, un nivel discontinuo decimétrico de lutitas dolomíticas de color naranja (Fig. 98). A la escala de la hoja, se observan una somerización de la sedimentación con aparición de fósiles de hojas, lumaquelas, niveles bioclásticos, y sedimentos dolomíticos, a techo, haciendo transición con las calizas con corales de Palo Amarillo.

En unas secciones de esta sucesión de alternancias, se observan clastos blandos, angulosos, decimétricos, de lutitas beige-verdoso en los niveles de areniscas medias y megabrechas clásticas. En otros sectores se observan fallas sin a post sedimentarias en niveles de areniscas. Todas estas figuras están descritas en el capítulo Tectónica.



Fig. 91: Formación Mao - lutitas y siltitas: Alternancias dm de lutitas grises a verdes con areniscas;

Areniscas mal clasificadas de grano medio a grueso en facies de canales bien estratificados con S0 oblicuas a escala decimétricos. Facies no meteorizada de color gris - los niveles de areniscas aparecen húmedos por porosidad.

Obras al SE del Cruce Avenida Sadhala y 27 de Febrero
25PU9714 Lat.:19°45738/Long.: -70°68409



Fig. 92: Formación Mao - lutitas y siltitas: Vista de una secuencia de areniscas sobreyaciendo las lutitas verdosas

Cantera de Arroyo Hondo 25PU9056 Lat.:19°40624/Long.: -70°70479



Fig. 93: Formación Mao - lutitas y siltitas, laminadas beige verdosas en alternancias discontinuas en la orilla del Arroyo el Diablo.

25PU9267 Lat.:19°42424/Long.: -70°69416



Fig. 94: Formación Mao - lutitas y siltitas: Arcillas con grietas de desecación importantes laminadas calcáreas con 10% de niveles siltsos poco calcáreos.

25PU9156 Lat.:19°49754/Long.: -70°74942



Fig. 95: Formación Mao - 20cm de intercalación nodulosa de calizas dolomíticas de color caramel y 20 cm de nivel lumachelicos con gasterópodos, pectinides y bivalvos en lutitas beige verdosas.

Abajo de cantera de Cemento Cibao 25PU9362
Lat.:19°37094/Long.: -70°65728



Fig. 96: Formación Mao - Nivel de lutitas calcáreas muy húmedas en el techo de la cantera con acumulación de clastos de Arca cm epigenizadas a yeso.

25PU9215 Lat.:19°40015/Long.: -70°69945

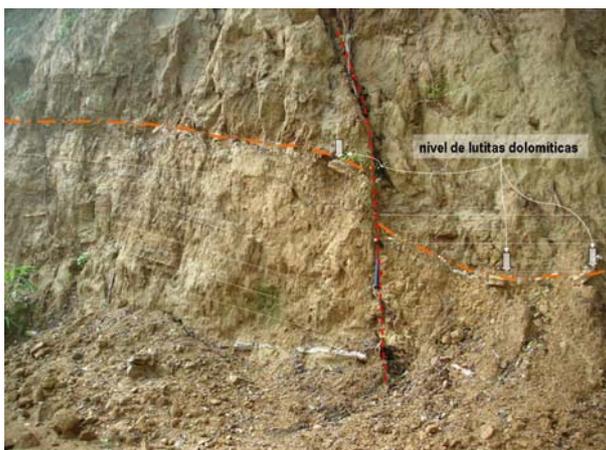


Fig. 97: Formación Mao - lutitas y siltitas: Lutitas finas beige marrón a verdes con niveles dm calcáreo dolomíticos muy finos con fallas sin sedimentarias.

25PU9219 Lat.:19°46981/Long.: -70°67966



Fig. 98: Formación Mao - lutitas y siltitas: Lentejones semi dm de calizas finas caramelo dolomíticas con S0 horizontal ondulada y contornada.

25PU9457 Lat.:19°34914/Long.: -70°59021

2.2.6.2.4. Formación Mao - Unidad de Palo Amarillo: Calizas coralinas, brechas coralinas con intercalaciones de margas y cantos conglomeráticos, calizas bioclásticas, lumaquelas y conglomerado de matriz carbonatada-13- (Plioceno medio-superior).

De esta unidad se ha detallado una sola sección, localizada en la Cantera de Los Rincones, en la Hoja de Santiago. La sección está formada por unos 30 m, de los que sus 9 primeros metros están formados por arenas medias-gruesas, en ocasiones microconglomeráticas, amarillentas, que pueden contener altas concentraciones de óxidos de hierro les confiere tonalidades rojizas. Estas facies se organizan formando estratificaciones cruzadas en surco y curvas paralelas, de pequeña y media escala, que presentan bidireccionalidad. Las arenas intercalan gravas e hileras de pequeños cantos de tamaño pebble. Hacia techo, estos depósitos pasan a un paquete métrico de arenas conglomeráticas, con estratificaciones cruzadas y base erosiva. Por encima de este tramo arenoso-conglomerático, sobre una superficie neta y levemente erosiva, se forman unos 20 metros de alternancia de niveles decimétricos, tabulares, de arenas limosas y calcarenitas-calcilutitas que, progresivamente se hacen más carbonatadas hacia el techo de la serie. Las arenas son de granulometría media-fina, están bioturbadas y contienen restos vegetales. Los niveles más carbonatados son muy fosilíferos (bivalvos, gasterópodos, corales solitarios, equinodermos) y poseen altos porcentajes de arenas y matriz detrítica fina. Hacia la parte alta de la serie, estas facies pasan a encontrarse mejor tableadas y tienden a desaparecer los niveles arenosos, pasando a dominar las facies calcáreas, cada vez con un contenido menor en elementos siliciclásticos. De forma paralela, a techo aparecen facies

progresivamente más margosas y calizas bioclásticas, con grandes colonias y bolos de corales coloniales. Los corales presentan diferentes grados de retrabajo sedimentario, desde prácticamente en posición de vida a fragmentados y dispersos en la matriz calcárea. - Interpretación: La parte basal de la sección, más siliciclástica, se incluye dentro de la Formación Mao en sentido estricto. Las características de sus depósitos reflejan la migración de dunas subacuáticas y construcción de barras en zonas muy someras dentro del frente deltaico, probablemente localizadas en áreas adyacentes a la desembocadura sometidas al retrabajo del oleaje y a las corrientes de deriva litoral. La parte alta de la sección ha sido estudiada por Braga (2008), deduciendo el crecimiento de “alfombras de coral” (coral carpets) y biostromas sobre una llanura deltaica, con cambios en la llegada de volumen de aportes siliciclásticos (arcillas/limos). Se puede deducir, por tanto, que el desarrollo de las calizas de Palo Amarillo responde a pequeñas pulsaciones transgresivas y/o cambios en las condiciones climáticas dentro de sistemas deltaicos que provocaron fases de interrupción sedimentaria breve (starved sedimentation). Este tipo de oscilaciones climáticas de alta frecuencia, no acompañadas por cambios importantes en la batimetría del medio, son muy características del Plioceno medio y superior.

Sus exposiciones se reparten en manchas y parches de extensión hectométricas a kilométricas, desde el límite septentrional hasta el sector meridional de la hoja. Constituyen mesetas o planicies liviamente inclinadas, elevadas de 10 a 50 m por encima de la llanura (Fig. 99). Las ocurrencias principales corresponden a las canteras explotadas por “Cementos Cibao” en el sector de Palo Amarillo, al Sur de Santiago, y a las lomas más destacadas en la Ciudad de Santiago, en los Cerro de Gurabo y la Ciénaga al Norte Fig. 100). El mapeo de Battle y Pena 2003 para el Reconocimiento Geológico Superficial de la Zona Urbana y Peri urbana Norte de Santiago de los Caballeros, para la preparación de Mapas de Amenazas Geológicas Sísmicas indica otras ocurrencias de estas calizas que se ha visitadas y mapeadas.

Estas calizas con corales, de color amarillento blanquecino, localmente ocre naranja, se presentan en dos facies principales: laminadas y brechoides

Las facies laminadas están constituidas de alternancias de bancos decimétricos a métricos, resistentes, intercalados con niveles margosos (Fig. 101 a Fig. 103). Los bancos resistentes están constituidos de acumulaciones de corales, principalmente ramosos, coloniales o

individuales, en alfombras con bioclastos y escasos cantos conglomeráticos (Fig. 105 a Fig. 107).

Las facies brechoides corresponden a acumulaciones desordenadas de bloques coralinos de tamaño decimétricos, debris de corales, principalmente ramosos, coloniales o individuales, y bioclastos diversos, en una matriz arenosa calcárea con localmente cantos conglomeráticos redondos. (Fig. 108 y Fig. 109).

En las dos facies, los corales presentan diferentes grados de retrabajo sedimentario, desde prácticamente en posición de vida a fragmentados y dispersos en la matriz calcárea. La estratificación es muy discreta.

Estas facies se suceden hacia techo y el contacto de las calizas brechoides se presenta netamente erosivo encima de las calizas tableadas o encima del nivel de calizas brechoides anterior (Fig. 108 y Fig. 109). En la cantera del Rincón (Fig. 110) se observa el contacto por falla de las facies de calizas laminadas infrayaciendo a las facies de calizas bioclásticas y lutitas dolomíticas constituyendo el techo de la Formación Mao en sentido estricto. Esta falla orientada hacia 60° e inclinada a 20° es paralela a la estratificación y es sin a post sedimentaria.

En el marco del estudio sedimentológico se ha realizado un corte en la cantera de Los Rincones que presenta en 30m las facies principales de la Formación Mao sentido estricto así como las calizas de Palo Amarillo. Se entrega a continuación un resumen descriptivo.

La sección está formada por unos 30 m, de los que sus 9 primeros metros están formados por arenas medias-gruesas, en ocasiones microconglomeráticas, amarillentas, que pueden contener altas concentraciones de óxidos de hierro que les confiere tonalidades rojizas. Estas facies se organizan formando estratificaciones cruzadas en surco y curvas paralelas, de pequeña y media escala, que presentan bidireccionalidad. Las arenas intercalan gravas e hileras de pequeños cantos de tamaño pebble. Hacia techo, estos depósitos pasan a un paquete métrico de arenas conglomeráticas, con estratificaciones cruzadas y base erosiva. Por encima de este tramo arenoso-conglomerático, sobre una superficie neta y levemente erosiva, se forman unos 20 metros de alternancia de niveles decimétricos, tabulares, de arenas limosas y calcarenitas-calcilutitas que, progresivamente se hacen más carbonatadas hacia el techo de la serie. Las arenas, de granulometría media-fina, están bioturbadas y contienen restos vegetales. Los niveles más carbonatados son muy fosilíferos (bivalvos,

gasterópodos, corales solitarios, equinodermos) y poseen altos porcentajes de arenas y matriz detrítica fina. Hacia la parte alta de la serie, estas facies pasan a encontrarse mejor tableadas y tienden a desaparecer los niveles arenosos, pasando a dominar las facies calcáreas, cada vez con un contenido menor en elementos siliciclásticos. De forma paralela, a techo aparecen facies progresivamente más margosas y calizas bioclásticas, con grandes colonias y bolos de corales coloniales. Los corales presentan diferentes grados de retrabajo sedimentario, desde prácticamente en posición de vida a fragmentados y dispersos en la matriz calcárea.

Las calizas de la Formación Mao se depositaron como parches sucesivos discontinuos sobre las llanuras deltaicas de los ríos que drenaron la parte emergida de la Cordillera Central y de su piedemonte septentrional en el Plioceno medio superior.

La potencia de las calizas oscila muy rápidamente debido a la génesis sedimentológica caracterizada por la disposición en parches de esta unidad. Sin embargo la potencia de las acumulaciones calcáreas en Palo Amarillo alcanza 20m máxima. Lateralmente, esta potencia disminuye para alcanzar 2m en La Penda en un talud de la Autopista Duarte En el Norte alcanza 10m en los Cerros de Jacagua y 5m en los Cerros de Gurabo.

A techo las calizas están cubiertas en discordancia sedimentaria por las unidades pleistocenas de las Arcillas de Licey al Medio. Esta discordancia esta marcada por el contraste topográfico entre las dos unidades.

Unos bloques indican la presencia de las Calizas de Palo Amarillo a poca profundidad debajo de estas unidades en el Sector de Tamboril – Pontezuela (punto 25PU9635 Lat.:19°47284/Long.: -70°63156) y en el sector de Canabacoa Arenoso (punto 25PU9318 Lat.:19°41296/Long.: -70°64923). Hacia la zona de Moca desde el sector de la Penda no aparecen la calizas coralinas y la Formación Mao desaparece completamente en el sector SE de la Hoja donde se observa las unidades pleistocenas en discordancia directa encima de la Formación Gurabo.

Las medidas estructurales tal como la repartición geográfica indican un buzamiento localmente fuerte (15°) de la estratificación: hacia el Norte en el sector meridional y hacia el ENE en el sector occidental. La calizas están limitadas al Oeste de Palo Amarillo por una zona de falla principal orientada N-NO paralela al accidente regional de La Vega-Bonao relacionado con la Zona de Falla de la Española. Hacia el norte las zonas de afloramiento de

las calizas son controladas por una red de fallas orientadas N-NE a NE (Fig. 111) y también existen fallas de baja inclinación paralela a la estratificación.



Fig. 99: Calizas de Palo Amarillo - Vista de las mesetas de calizas con corales explotado por cementos Cibao en Estancia Nueva desde San José Afuera

25PU9425 Lat.:19°35107/Long.: -70°65576



Fig. 100: Calizas de Palo Amarillo - Vista de los niveles de Calizas coralinas tableadas.

Cerros de Jacagua en el límite septentrional de la hoja.
25PU9240 Lat.:19°50101/Long.: -70°71129

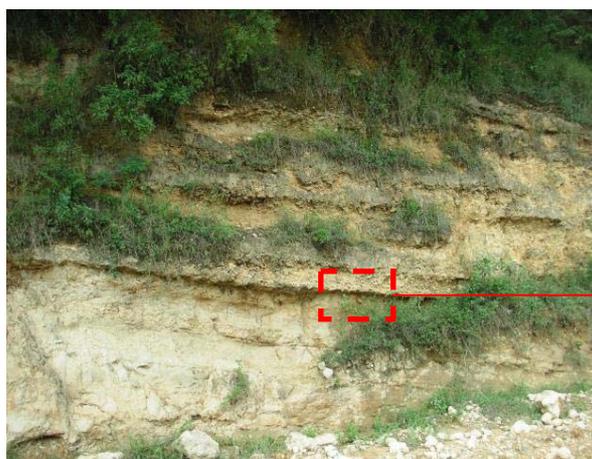


Fig. 101: Calizas de Palo Amarillo - Base de las Calizas en las facies tableada con niveles indurados a acumulaciones de corales e intercalaciones margosas suprayaciendo las areniscas finas no calcáreas de la Formación Mao.

Cantera de "Cementos Cibao SA 25PU9205
Lat.:19°38031/Long.: -70°67261



Fig. 102: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de la base de las calizas coralinas bioclásticas ocre con alto porcentaje de bioclastos de corales ramosos, moldes de gasterópodos y bivalvos.

Cantera de "Cementos Cibao SA 25PU9205
Lat.:19°38031/Long.: -70°67261



Fig. 103: Calizas de Palo Amarillo - Afloramiento de alternancias de calizas coralinas laminadas amarillentas naranjas en niveles de 1 a 2m con contacto irregular con niveles arcillosos bioclásticos semi métricos (sector de Cerros de Gurabo en Santiago)

25PU9278 Lat.:19°46839/Long.: -70°67327



Fig. 104: Calizas de Palo Amarillo - Calizas coralinas de facies brechoides de color amarillento a naranja brechosos a 60% de clastos de corales ramosos > coloniales en niveles mal definidos separados por inter niveles de arcillas arenosa calcáreas (sector de Cerros de Gurabo en Santiago)

25PU9276 Lat.:19°46642/Long.: -70°68039



Fig. 105: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de los corales ramosos

25PU9242 Lat.:19°5000/Long.: -70°71092



Fig. 106: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de los corales ramosos coloniales en posición de vida

25PU9242 Lat.:19°5000/
Long.: -70°71092



Fig. 107: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de los corales ramosos e individuales

25PU9276 Lat.:19°46642/Long.: -70°68039

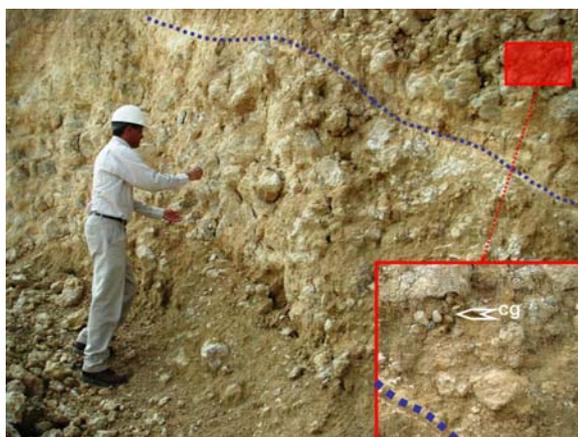


Fig. 108: Calizas de Palo Amarillo - Calizas brechoides con niveles mal organizados de bloques de calizas coralinas, corales bioclastos y gravas de conglomerados sobre yacidos por un relleno arenó siltsos (

Fig. 109: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de un contacto erosivo (azul) entre dos niveles de calizas brechoides desorganizadas con bloques de calizas coralinas, corales, bioclastos y gravas de conglomerados (Cg.)

Cantera de Cementos Cibao SA 25PU9208
Lat.:19°37126/Long.: -70°66497

Cantera de Cementos Cibao SA 25PU9209
Lat.:19°37126/Long.: -70°66497

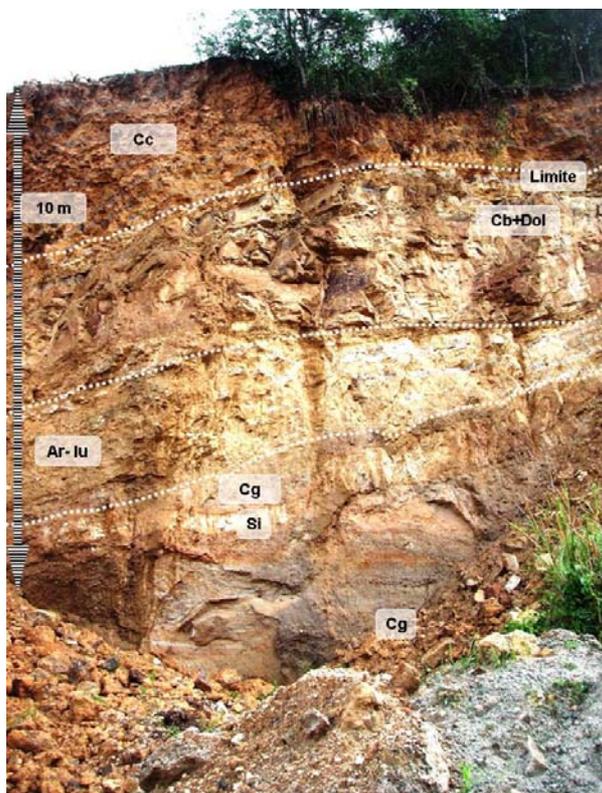


Fig. 110: Calizas de Palo Amarillo - Corte del de la cantera de los Rincones

En la base las facies conglomeráticas (Cg) con intercalaciones de siltitas (Si) evolucionando hacia techo a areniscas y lutitas (Ar-lu) suprayacidos por 2m de calizas bioclásticas con lentes de lutitas dolomíticas (Cb+Dol). El limite corresponde a una falla paralela a la estratificación con a techo las facies de calizas laminadas con corales. 25PU9402 Lat.:19°36966/Long.: -70°63302

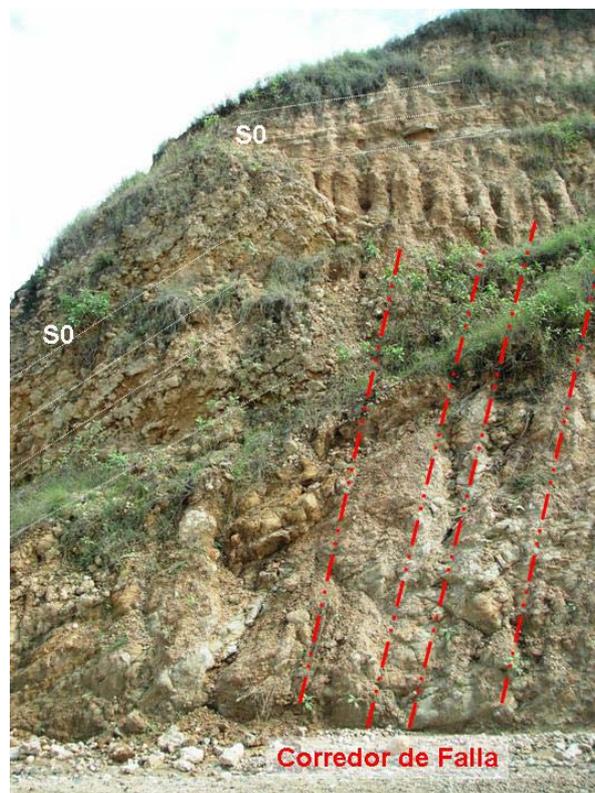


Fig. 111: Calizas de Palo Amarillo - Vista de los niveles tableados de calizas intersectado por fallas de rumbo Norte en una cantera de Cementos Cibao SA.

25PU9207 Lat.:19°37848/Long.: -70°67056

2.3. Cuaternario – Pleistoceno a Holoceno

2.3.1. Unidad de Licey al Medio - Arcillas endorreicas expansivas muy plásticas (esméticas) frecuentemente calcáreas con intercalaciones subordinadas de siltitas y arenas finas y con desarrollo de vertisuelos negros -14- (Pleistoceno- Cuaternario)

2.3.1.1. Presentación y antecedentes

Esta unidad es de nueva denominación; ha sido descrita en el transcurso de este proyecto en las Hojas de Santiago, La Vega y San Francisco de Macorís. Se distingue de la serie del

Grupo Yaque por su repartición geográfica en la parte medio superior de las cuencas de los ríos Licey, Moca, Cenoví y Jagua, afluentes de los ríos Camu y Yuna que desembocan en la Bahía de Samaná. Regionalmente su límite occidental corresponde globalmente a la divisoria de aguas entre las cuencas de los ríos Yaque y Yuna. Su repartición geográfica, al Sur de la zona de Falla Septentrional, permite considerarla como perteneciendo al dominio del Cibao. Su individualización dentro de las formaciones clásicas del cuaternario se debe a características litológicas, pedológicas y geotécnicas muy peculiares. En algunas hojas, debido a la ausencia de estas características, esta unidad se ha integrado a las formaciones cuaternarias comunes de abanico de baja pendiente.

Las descripciones anteriores (facies, litologías, suelos) relativas a esta unidad son muy escasas. En los trabajos de descripción de la zona de Falla Septentrional, Mann (1998) cita la presencias de alternancias de arcillas y arcillas siltíticas con intercalaciones de niveles orgánicos. Tirado (2003) en la descripción de los suelos de la República dominicana describe suelos orgánicos peculiares en la zona de Santiago Moca y Guiza en San Francisco de Macorís

Sólo se han estudiado dos secciones contiguas, localizadas en la Hoja de Santiago, ya que su naturaleza, principalmente lutítica, no facilita la existencia de buenos afloramientos. Las lutitas de color ocre-amarillente, ligeramente arenosas, con rizolitos y restos vegetales, presentan, intercaladas y al techo, calcretas muy bien desarrolladas. Los niveles decimétricos de arenas medias y finas laminadas, con restos de plantas, son frecuentes. Lateralmente estas facies pasan a ser predominantemente arenosas de grano medio; con intercalaciones de conglomerados y arenas finas con base erosiva, y niveles cm-dcm de arenas rojizas medias-gruesas, con laminaciones horizontales e inclinada. Los conglomerados presentan textura clastosoportada, matriz arenosa (algo fangosa) y granoclasificación normal. Los cantos, de tamaño pebble y subredondeados, son de naturaleza ígnea (basaltos y tonalitas) y sedimentaria (calizas).

Al igual que el Conglomerado de Azlor, presente en las hojas Pimentel y San Francisco de Macoris, la unidad de Licey al Medio representa la primera evidencia de instalación de un sistema de sedimentación continental dentro de la Cuenca del Cibao, en este sector. El predominio de las facies de grano fino, el desarrollo de suelos y la presencia abundante de restos vegetales, indican un ambiente de sedimentación continental de baja energía con intermitente exposición subárea. Estas características corresponden a las llanuras de

inundación vegetadas, desarrolladas en sistemas fluviales muy maduros. Las intercalaciones de conglomerados y arenas gruesas corresponden a los depósitos de levee y desbordamiento de canal, en periodo de crecidas.

2.3.1.2. Descripción particular a la Hoja

La unidad de Licey al Medio fue definida con este nombre por la fuerte representación que tiene en el sector de Licey al Medio y la frecuencia de los cortes y afloramientos a lo largo del Río Licey. Es la unidad la más extensa, cubriendo 229 km², equivalente al 47% de la superficie total de la Hoja (Fig. 112).

Como ya señalado, esta unidad se caracteriza por un cambio brutal en la morfología comparativamente a las formaciones anteriores.

A la excepción de unas extensiones en la cuenca del Río Yaque, la unida de Licey al Medio corresponde globalmente a la cuenca del Río Licey, incluyendo la cuenca inferior del Río Moca, excluyendo la cuenca superior que drena la Cordillera Septentrional. El Limite occidental corresponde globalmente al la divisoria de aguas de los ríos Yaque y Yuna. El borde Norte corresponde a la Zona de Falla de Frente de Montaña (Mountain Front Fault Zone MFFZ; Mann 1998) que marca el Sur de la Cordillera Septentrional. Al SO está limitada por las lomas de Las Calizas de Palo Amarillo y al Sur se dispone de ambas partes de la estructura en Horst, constituida por la formación Mao entre La Penda y Moca, con unos parches colgados en la parte Norte del Horst. Al este pasa transicionalmente a los abanicos de baja pendiente más desarrollados en la Hoja Salcedo.

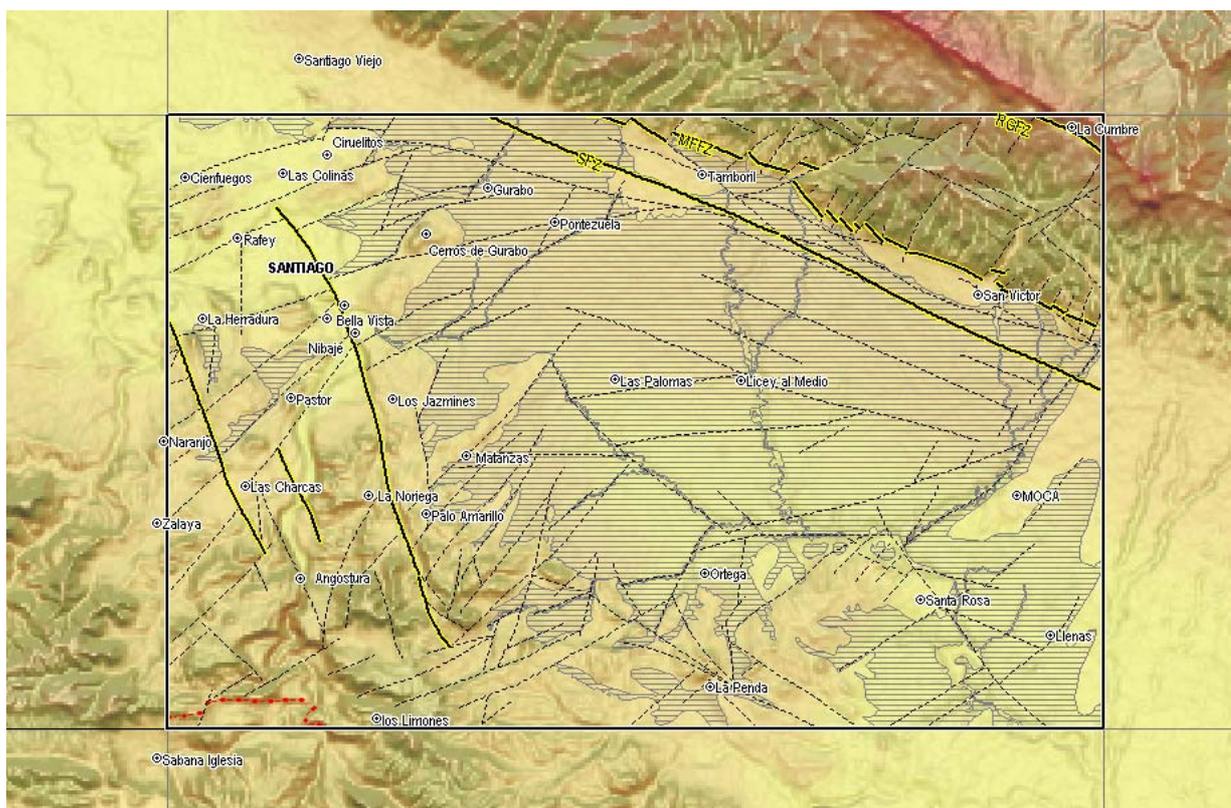


Fig. 112: Esquema de ubicación de la Unidad de Licey al Medio en el marco de la hoja de Santiago con las principales fallas y el fondo del modelo numérico de terreno

La superficie de la unidad constituye una planicie muy poco inclinada hacia el Sur (Fig. 132) constituida de suelos negros con cultivos intensivos de plátanos. Los afloramientos se ubican en las incisiones naturales de los drenajes principales o en los taludes de carreteras. La secuencia es la siguiente, de muro a techo:

- microconglomerados
- arcillas expansivas con intercalaciones arenosas
- niveles arcillo-orgánicos negros

2.3.1.2.1. Los microconglomerados de base

La base de Unidad es visible únicamente en la parte meridional de la hoja. Al Sur de Llenas, se puede observar el contacto discordante con la formación Gurabo (Fig. 128). A la base de las arcillas se observa un incremento de las facies arenosas con abundancia de niveles microconglomeráticos. Estos conglomerados afloran en el talud de la carretera Moca-La Vega, al Norte del Puente del Río Licey. En las alternancias decimétricas de areniscas naranjas de grano grueso, se intercalan conglomerados clastos soportados, poco cementados y muy porosos, con cantos centimétricos redondos, polimicticos de origen volcánico e intrusivo (Fig. 113). Se observan también, elementos decimétricos angulosos de

lutitas verdes, hasta niveles brechoides con clastos angulosos de lutitas (Fig. 114). La matriz corresponde a areniscas finas limoníticas. La estratificación es horizontal, localmente intercruzada. La potencia de estas facies conglomeráticas se estima a una decena de metros.

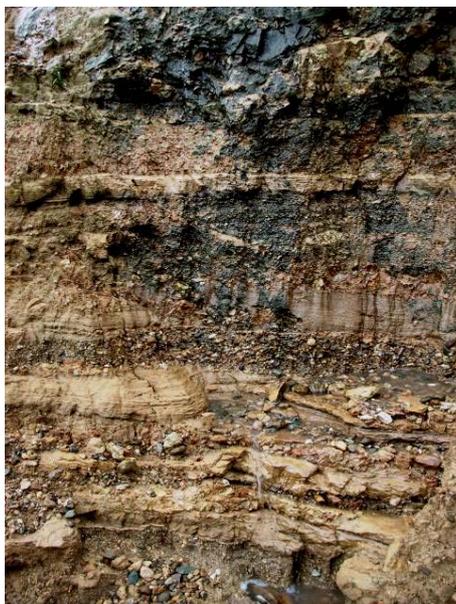


Fig. 113: Unidad de Licey al Medio -Vista de las alternancias dm de areniscas de grano grueso naranjas con los conglomerados.

puente Río Licey de la carretera Moca La Vega 25PU9191
Lat.: 19.33843/Long.: -70°52601



Fig. 114: Unidad de Licey al Medio - Elementos angulosos de lutitas verdes y niveles brechoides con clastos angulosos de lutitas.

puente Río Licey de la carretera Moca - La Vega 25PU9191
Lat.: 19.33843/Long.: -70°52601



Fig. 115: Unidad de Licey al Medio - Detalle de las alternancias dm de areniscas de grano grueso naranjas con los conglomerados.

Puente Río Licey de la carretera Moca La Vega 25PU9191 Lat.: 19.33843/Long.: -70°52601



Fig. 116: Unidad de Licey al Medio - Detalle del contacto de las arcillas de Licey al Medio con las siltitas y margas de la Formación Gurabo infrayacentes.

Puente Río Licey de la carretera Moca La Vega 25PU9192 Lat.: 19.33769/Long.: -70°52648

Los clastos polimicticos (intrusivos y volcánicos) y los bloques de lutitas verdosas proceden del retrabajo de los niveles de areniscas y conglomerados de la Formación Mao muy cercana al Sur (Fig. 115).

Por la naturaleza y la discordancia (Fig. 116) sobre la Formación Gurabo, estos conglomerados son muy similares al Conglomerado Azlor de las Hojas de San Francisco de Macorís y Pimentel.

2.3.1.2.2. Las arcillas expansivas con intercalaciones arenosas

Por debajo del horizonte de suelos negros se observan las arcillas laminadas de color naranja, ocre-amarillento y localmente olivo-marrón. Afloran exclusivamente en las orillas de los arroyos o ríos erosionando la cobertura de suelos negros. Las arcillas están saturadas en agua hasta un metro por encima del nivel de drenaje; la parte superior presenta grietas de desecación muy abiertas. Las orillas presentan sistemáticamente deslizamientos (Fig. 117) limitados o generalizados en masas lodosas destrutturadas, localmente sub líquidas (Fig. 118 a Fig. 120)..

En las arcillas y arcillas siltíticas de color ocre-naranja se intercalan niveles de areniscas finas ocre-beige formando alternancias dm-m. los niveles de areniscas son difusos o bien diferenciados, localmente con estratificaciones oblicuas (Fig. 121 y Fig. 122). Las areniscas

son generalmente calcáreas, localmente con carbonatos diseminados o en concreciones blancas, centimétricas ovalas y concordantes, más frecuente en la parte meridional.

El yeso en pequeños cristales mm es frecuente.



Fig. 117: Unidad de Licey al Medio - Vista del contacto de los suelos orgánicos negros horizontales con las arcillas expansivas con orillas deslizadas protegidas por gaviones.

en San Francisco Abajo 25PU9587 Lat.:19°41984/Long.: -70°55800



Fig. 118: Unidad de Licey al Medio - Farallones de arcillas arenosas derrumbadas en coladas sub líquidas.

Norte de Higüerito en la orilla del río Licey 25PU9307 Lat.:19°38446/Long.: -70°5867



Fig. 119: Unidad de Licey al Medio - Farallones derrumbados de Río Licey en arcillas naranjas plásticas surmontando las margas grises laminadas de la Formación Gurabo.

Sector de Santa Rosa en Moca 25PU9516 Lat.:19°37606/Long.: -70°54753



Fig. 120: Unidad de Licey al Medio - Vista de las arcillas plásticas saturadas.

San Francisco Abajo 25PU9587 Lat.:19°41984/Long.: -70°55800

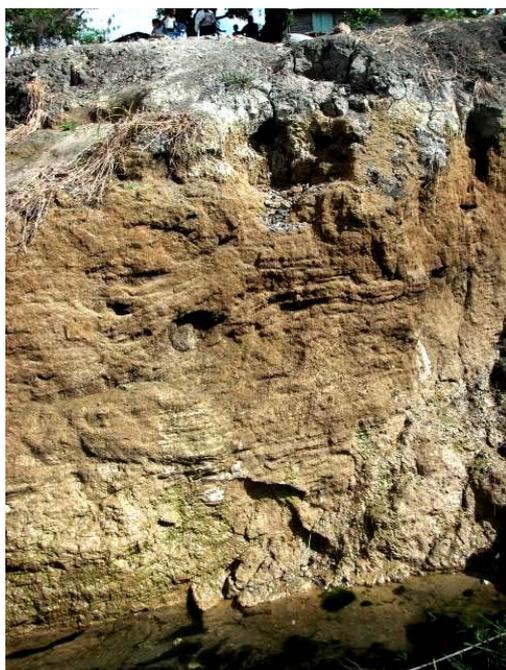


Fig. 121: Unidad de Licey al Medio - Vista de facies arcillo-arenosas con estratificaciones onduladas; manantiales de agua al contacto con las arcillas expansivas calcáreas infrayacentes.

25PU9802 Lat.:19°43634/Long.: -70°56115

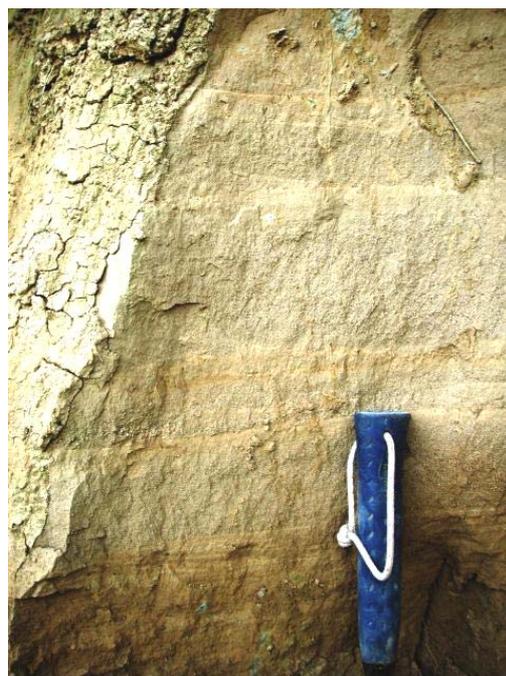


Fig. 122: Unidad de Licey al Medio - Areniscas finas laminadas de matriz carbonatada clasificada con estratificaciones oblicuas (beige) sobreyaciendo las arcillas expansivas calcáreas

25PU9527 Lat.:19°33533/Long.: -70°54837

Tres muestras de esta facies fueron analizadas por mineralogía y difracción por rayos X (Universidad de Huelva). Sus ubicaciones están detalladas en la Fig. 123. La metodología, los resultados, y los espectros aparecen resumidos en la Fig. 124 y detallados en el anexo adjunto.

Los resultados hacen resaltar en las tres muestras un porcentaje alto en esmécticas de 23% a 50% del total.

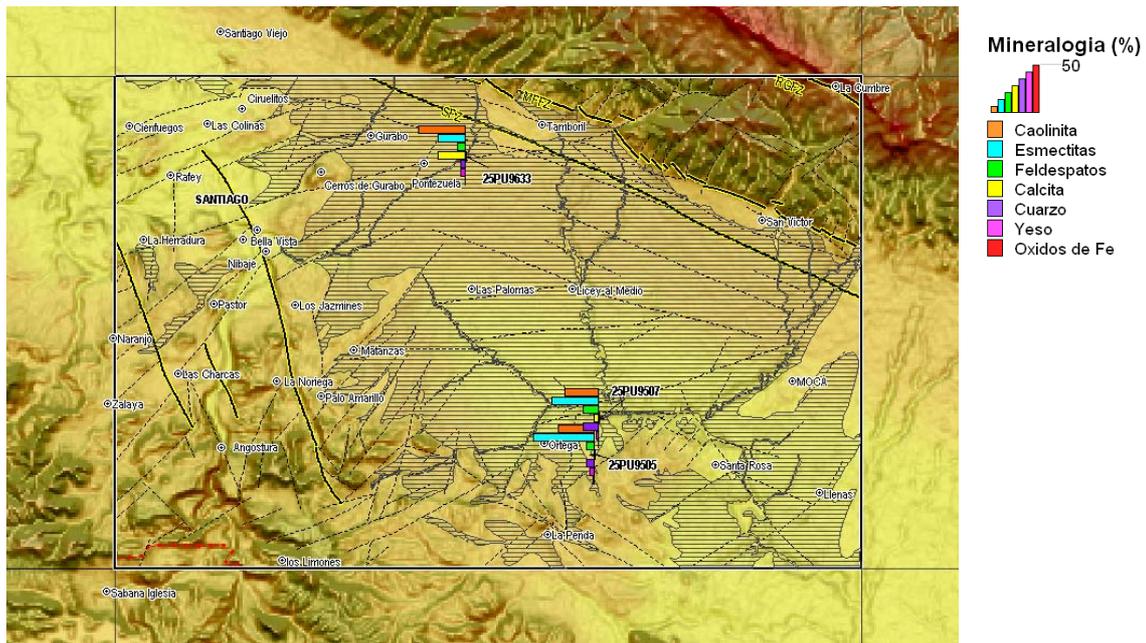


Fig. 123: Mapa de ubicación y mineralogía de las muestras de arcillas analizadas en la Unidad de Licey al Medio

Numero de muestra	Ubicación WGS84	Ubicación y descripción	Diagrama de mineralogía	Descripción de la muestra
25PU9505	Lat.: 19°47'292 Long.: -70°63'247	Pueblo de Sabana de Higüerito Taller de Fabrica de filtros Aguapure en barro con arcillas plásticas en el sitio muestra de las arcillas tradicionales del sitio	<p>25PU9505</p>	Muestra de arcillas limosas de color beige claro con tonalidades rojizas y aspecto masivo y terroso. Presenta flotando en la matriz lútica multitud de granos subredondeados y subangulosos de plagioclasas, cuarzo y cristales de yeso. La cementación del material parece deberse a la concentración de óxidos de fierros derivados de la oxidación de materia orgánica, muy abundante en la muestra. Posee muy bajos contenidos en carbonatos
25PU9507	Lat.: 19°37'173/Long.: -70°58'951	Puente entre Sabana de Higüerito y Cruz de Isalguez Camino al puente: Arcillas plásticas naranjas ocre	<p>25PU9507</p>	<p>La muestra es una lutita arenosa de color ocre, con pátnas rojizas y anaranjadas y aspecto terroso. Presenta proporciones considerables de granos subangulosos a subredondeados, de cuarzo y feldespatos, sobre todo de plagioclasas. En menor medida se han observados calizas, yesos, micas, óxidos de hierro (hematites) y, probablemente, anfíboles. El porcentaje de materia orgánica (restos carbonosos) es muy alto aunque, en general, se encuentran oxidados, lo que le confiere al material tonalidades rojizas.</p> <p>Mineralogía: El análisis por difracción de rayos X de la muestra de polvo total desorientado refleja un importante contenido de filosilicatos (65-70%), principalmente minerales de la arcilla. El feldespato y el cuarzo son los componentes mineralógicos secundarios más abundantes con contenidos que oscilan entre el 10-15% en ambos casos. Como minerales accesorios la difracción revela la presencia de yeso y calcita en contenidos <5%.</p>

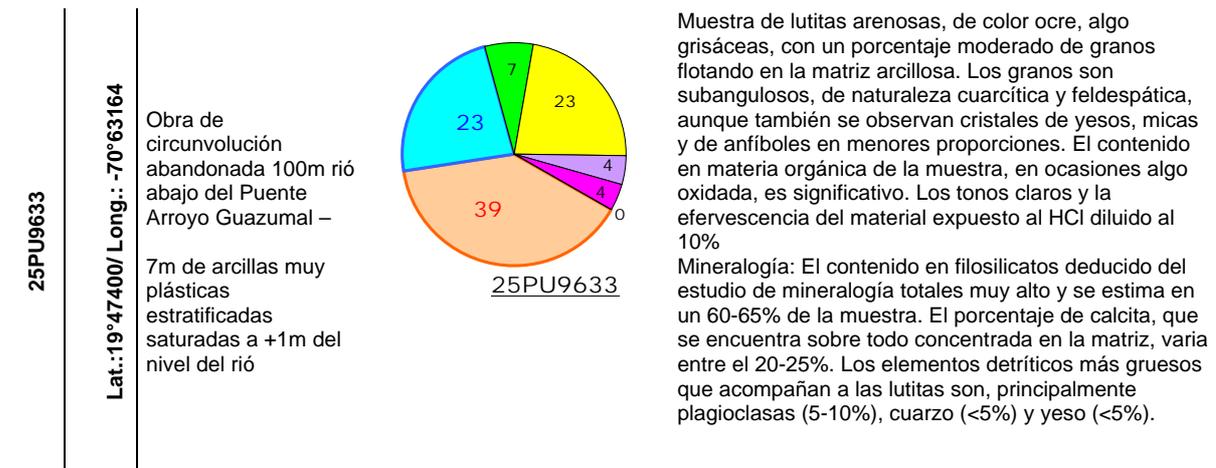


Fig. 124: Características y diagramas comparativos de los principales componentes mineralógicos de las arcillas de la Unidad de Licey al Medio (Estudio de difracción por rayos X; Universidad de Huelva)

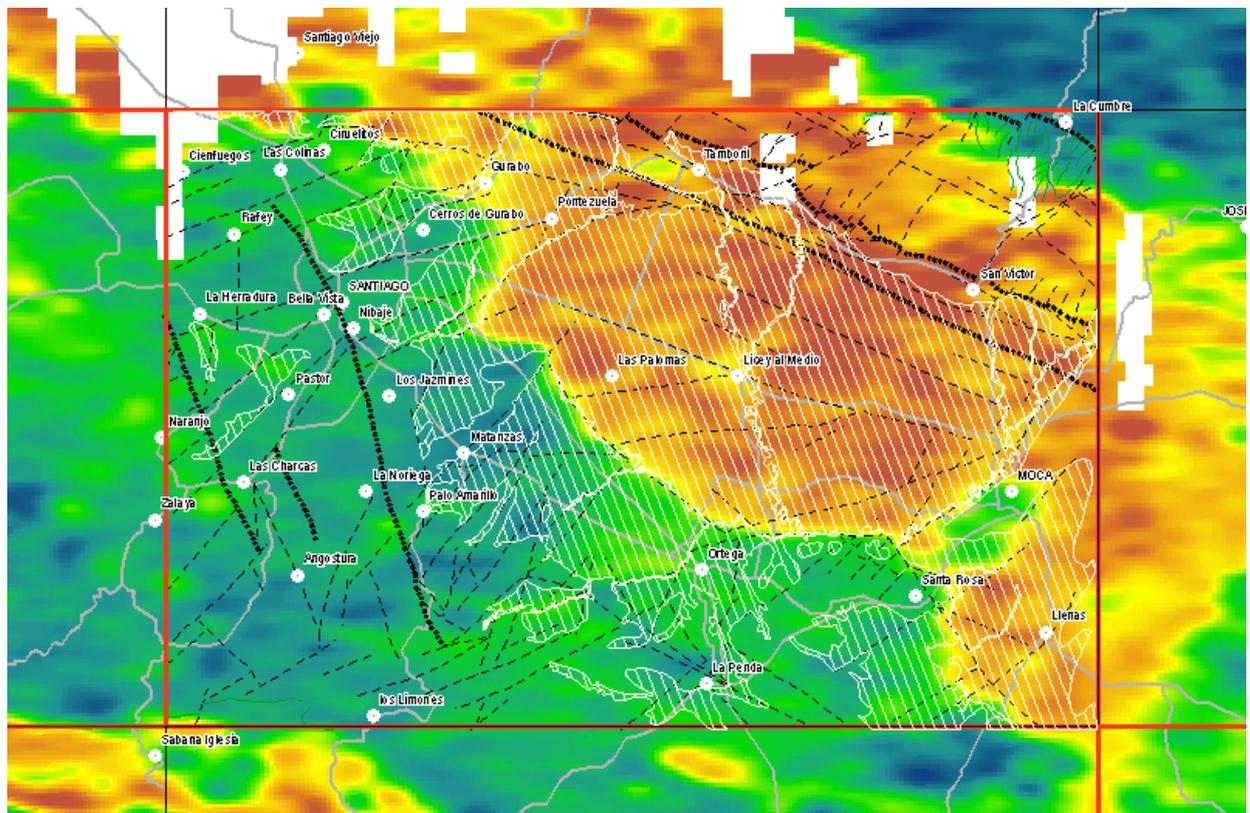


Fig. 125: Mapa de la radiometría del potasio subrayando la Unidad de Licey al Medio (naranja); geofísica aeroportada (SYSMIN)

El mapa del espectro del potasio (Fig. 125) presenta una anomalía muy fuerte en toda la parte NEI de la Unidad con un contraste muy fuerte a lo largo del Arroyo Colorado. Este mapa subraya también el horst de la Formación Mao entre La Penda y Moca, marcado al norte por el Río Licey. Estos valores altos del potasio indican una concentración superficial del potasio en los suelos orgánicos. La anomalía se extiende al Norte, en la Cordillera, por

encima del miembro Pociguilta de la Unidad Altamira-La Toca y la Formación La Toca indicando la fuente probable del potasio de la Unidad Licey al Medio. Al contrario, la area fuente de la parte SO de la Unidad, que no presenta anomalía del Potasio, corresponde probablemente al desmantelamiento de las areniscas y calizas de la Formación Mao.

Los depósitos ubicados al Oeste del Río Yaque (Sectores de La Herradura, Pastor) corresponden a rellenos de zonas bajas con desarrollos de suelos orgánicos en superficie y arcillas horizontales infrayacentes (Fig. 126 y Fig. 127). Están agrupados en la unidad del Licey al Medio por semejanza de facies y deposición horizontal por encima de las margas y siltitas basculadas tectónicamente de la Formación Gurabo.

Las arcillas expansivas saturadas en temporada de lluvias juegan un papel importante en los problemas de estabilidades de los taludes de las carreteras o de los ríos (Fig. 128 y Fig. 129). .Varios casos de derrumbes y deslizamientos se han observados durante la temporada ciclónica del año 2007 (tormentas Noel y Olga). (ver capítulo riesgos geológicos).



Fig. 126: Unidad de Licey al Medio -Obras de calle en antigua pista del aeropuerto con niveles arcillosos grietas y arenas poca estratificadas con limites poco visibles.

Barrio Ensanche Bolívar al norte de de la pista del antiguo aeropuerto. 25PU9232 Lat.:19°47093/Long.: -70°70395



Fig. 127: Unidad de Licey al Medio - Vista de los depósitos de arcillas expansivas al Oeste del Río Yaque

sectores de Pastor e Yagüita de Pastor y la Universidad UASD Avenida Olímpica.25PU9266 Lat.:19°43273/Long.: -70°71587



Fig. 128: Unidad de Lacey al Medio - Ventana de margas y siltitas de la Formación Gurabo y Arcillas de Lacey al Medio en el Puente Río Lacey de la carretera Moca-La Vega durante la tormentas Olga - Vista de los deslizamientos antiguos y actuales

25PU9192 Lat.: 19.33769/Long.: -70°52648



Fig. 129: Unidad de Lacey al Medio - Vista de un deslizamiento de la carretera de Moca La Vega en Llenas

25PU9287 Lat.:19°35043/Long.: -70°51966

Las muestras para dataciones, colectadas en la unidad del Lacey al Medio, indican una con microfauna del Mioceno superior a Plioceno inferior, muy bien conservada, íntimamente asociada a macrofauna terrestre de tipo gasterópodo (Helix del Cuaternario; muestra 25PU9602). Se trata de una resedimentación cuaternaria, lacustre proximal, muy calma de sedimentos proveniente de la erosión de las formaciones Mioceno superior-Plioceno inferior expuestas en la Cordillera Septentrional (Formación La Toca principalmente). La buena conservación de la fauna retrabajada indica un medio de sedimentación poco oxidante, diferente de los abanicos de baja pendiente y coherente con las presencia de lagunas y surcos, con rellenos orgánicos, que se observan actualmente.

En el sector occidental de la Unidad (Canabacoa, Arroyo Auyama, Arenoso) se observan niveles de caliche por encima de las areniscas de La Formación Mao. Se trata de acumulaciones de nódulos o diferenciaciones ameboideas cm a dm (punto 25PU9329) (Fig. 130). En el Punto 25PU9319 unos pozos de drenaje de una urbanización muestran a una profundidad de 2-3m una acumulación de caliche blanco (Fig. 131). Podría resultar de una acumulación de piedemonte de la alteración de las Calizas de Palo Amarillo durante una emersión ubicada entre el Plioceno superior y el Pleistoceno. También podría explicar la presencia de los nódulos carbonatados observados en unos niveles de las arcillas de la Unidad de Lacey al Medio..



Fig. 130: Unidad de Licey al Medio - Lutitas gris-verde de la Formación Mao con cobertura concordante de lentejones blanquecinos circunvolutados de "paleocaliche" en la parte superior - Presencia de una red de diaclases verticales con relleno de caliche.

Río Ahuyamas en Arenoso 25PU9329 Lat.:19°39407/Long.: -70°66021



Fig. 131: Unidad de Licey al Medio - Calicatas de drenaje en suelos arcillosos impermeables de arcillas calcáreas blancas amarillentas caliche infrayaciendo el glacis de suelos negros

Canabacoa – Arenoso 25PU9318
Lat.:19°41296/Long.: -70°64923

2.3.1.2.3. Los niveles arcillo-orgánicos negros

Los suelos arcillo-orgánicos negros desarrollados encima de la unidad de Licey al Medio son característicos de dicha unidad. El espesor varía de 0m a 2m. Cubren casi toda la superficie de la Unidad (Fig. 132 y Fig. 133) salvo las incisiones a lo largo de la red hidrográfica (Fig. 134 y Fig. 135) . Estos suelos oscuros visibles en la foto satélites en la zona E-NE de la Ciudad de Santiago están intensamente cultivados..

Sin embargo, debido a la actividad de la Falla Septentrional se observan intercalaciones sucesivas de niveles orgánicos en las arcillas infrayacentes del sector Norte (Fig. 136 y Fig. 137). En los pozos y trincheras de los estudios de geomorfología y paleosismología de la Falla Septentrional, Mann y al (1998) indican edades de radiocarbón de 2710-2180 BP en un debris de gasterópodos de las arcillas intercaladas (pozos del sector de Río Licey en Tamboril: punto 25PU9904 Lat.:19°47129/Long.: -70°59845). Estos niveles orgánicos pueden contener gravas de calizas proviniendo de la Cordillera Septentrional por arroyos intermitentes con cursos temporarios debido a la fuerte actividad tectónica a lo largo del corredor de la Falla Septentrional. De hecho, se observan varios escarpes del juego cuaternario de esta falla en los cuales se individualizan pequeños surcos y depresiones donde se acumulan materias orgánicas (Fig. 138).

En su descripción de los suelos de la República dominicana, Tirado (2003) describe un perfil de suelo denominado “suelos Moca”. Caracteriza el drenaje interno como “excelente”, permitiendo labores agrícolas poco después de fuertes lluvias. La textura es arcillosa con estructura granular fina. Los suelos Moca, son sin duda los más fértiles del país. Estos suelos presentan un perfil característico de arcilla negra con textura granular, sustentados a profundidades variables por arcilla calcárea de color pardo claro con inclusiones calizas. En la zona bordeando la Cordillera Septentrional son poco profundos y las pendientes son ligeramente inclinadas. Más al Sur son menos inclinadas, el suelo se hace más profundo y el nivel de fertilidad más alto. Las capas superiores del perfil no contienen carbonatos libres causados por un intenso proceso de lixiviación. En otras áreas, próximo a las arcilla basales, se ha observado una capa de arcilla de color olivo.

El perfil de suelos Moca, realizado a 3 km. al este de Santiago, presenta:

- 0 a 15 cm: arcillas de color gris muy oscuro (10YR 3/1), estructura granular y pH 8.0
- 15 a 38 cm arcillas plásticas de color pardo muy oscuro (10 YR 2/2), con pH 7.5;
- >38 cm arcillas calcáreas basales, color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) y pH 8.0.



Fig. 132: Unidad de Lacey al Medio - Vista del llano horizontal de glaciares de suelos orgánicos negros a marrón con cultivos de plátanos.

Barracón en Carretera Moca - Monte de la Jagua
25PU9483 Lat.:19°39706/Long.: -70°58188



Fig. 133: Unidad de Lacey al Medio - vista del glaciares horizontal negro de suelos orgánicos.

Guazumal Abajo 25PU9636 Lat.:19°4784/Long.: -70°62617



Fig. 134: Unidad de Licey al Medio - Imagen Google Earth del contacto de los suelos negros con las arcillas ocre infrayacentes en una incisión de la red hidrográfica.



Fig. 135: Unidad de Licey al Medio - Transición de los suelos orgánicos negros a las arcillas oliváceas en el sector de las Palomas

sector del Arroyo San Francisco Lat.:19°42572/Long.: -70°56820

Sector de las Palomas 25PU9564 Lat.:19°41995/Long.: -70°62955



Fig. 136: Unidad de Licey al Medio - Vista de las intercalaciones de niveles orgánicos en las arcillas expansivas ocre surmontando lutitas plásticas beigeas

Cauce del río Moca en el Paso de Moca. 25PU9602 Lat.:19°43785/Long.: -70°52883



Fig. 137: Unidad de Licey al Medio - Vista de un derrumbe en arcillas expansivas calcáreas con varias intercalaciones de niveles orgánicos negros.

Arroyo los Pérez en Pontezuela Arriba 25PU9894 Lat.:19°48416/Long.: -70°64383



Fig. 138: Unidad de Lacey al Medio - Vista de una laguna actual con acumulación de materias orgánicas en una depresión del glacis en Canca Abajo.

25PU9905 Lat.:19°46'16.5"/Long.: -70°59'7"

2.3.1.2.4. Relaciones con las otras formaciones

La Unidad de Lacey al Medio es discordante por encima de las formaciones Mao y Gurabo. La discordancia con la Formación Mao se observa con los depósitos de arcillas horizontales por encima de las Calizas de Palo Amarillo inclinados hacia el NE. Esta discordancia se marca por un nivel de paleocaliche al contacto de las dos entidades traduciendo una emersión probable post Plioceno superior entre los dos depósitos.

La discordancia angular con la Formación Gurabo se observa puntualmente en el SE de la hoja.

Al norte, la Unidad Lacey al Medio se coloca discordantemente sobre el Miembro Polciguilla de la Formación Las Lavas, verticalizada en la Zona de La Falla MMFZ (Mountain Front Fault Zone, perteneciendo al sistema de la Falla Septentrional).

Más al Este, en el sector de la Ermita en Tamboril, la unidad Lacey al Medio está desplazada por el tramo activo de la Falla MMFZ, de la misma manera que el glacis aluvial o abanico de baja pendiente recientes que recubren la unidad.

En el sector de Santiago la unidad Lacey al Medio está cubierta por las terrazas altas del Río Yaque del Norte.

En la hoja de Santiago en general, las arcillas de la unidad Lacey al Medio están intensamente erosionadas por la red hidrográfica actual.

De estas observaciones se estima una edad del Pleistoceno al Holoceno para la unidad Lacey al Medio..

2.4. Cuaternario – Holoceno a Actual (Dominios de la Cordillera Septentrional y del Valle del Cibao)

2.4.1. Deslizamiento - 15- (Cuaternario Holoceno)

En la Hoja de Santiago, los deslizamientos son muy frecuentes y de tamaño decamétrico a plurikilométrico. Las formas de depósitos asociados están descritos en el capítulo de geomorfología.

2.4.2. Terrazas altas - gravas y arenas en matriz rojiza-16- (Cuaternario Holoceno)

Las terrazas altas corresponden a los depósitos fluviátiles más elevados cuyas relaciones directas con el río actual no están claramente establecidas. Ocupan 24 km² en la hoja representando 4.9% de la superficie.

En la parte SO de la hoja (Fig. 139), constituyen planicies tableadas en los flancos de los relieves o mesetas, a más de 50 m por encima del cauce actual del Río Yaque (Sectores de Las Charcas Pastor).

En la parte norte (Sectores de La Herradura la Otra Banda) constituyen depósitos residuales encima de pequeños relieves frecuentemente alargados paralelamente a las fallas. Están formadas de bloques muy redondeados de rocas intrusivas, metamórficas, y metavolcánicas, procedentes de la Cordillera Central. La matriz arenosa es de color rojizo-marrón, localmente gris-amarillento (Fig. 140). Estos materiales están explotados para gravas y arenas; en las excavaciones recientes aparecen intercalaciones de arenas media gruesa laminadas de color amarillento (Fig. 141 y Fig. 142).

Las frecuentes e importantes variaciones de elevación del substrato de las terrazas así que las formas alargadas paralelamente a la fallas sugieren una actividad tectónica posterior a estos depósitos de terrazas.

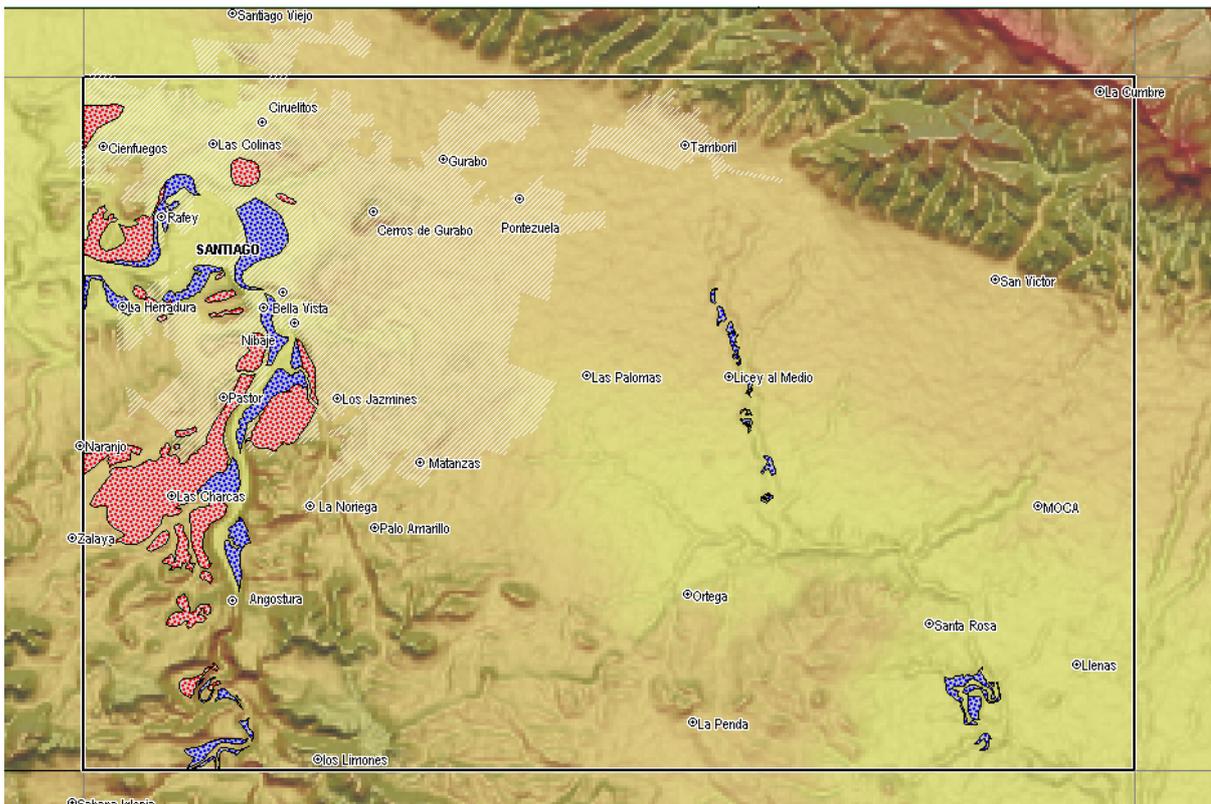


Fig. 139: Esquema de ubicación de las terrazas aluviales altas (rojo) y bajas (azul) con la zona urbanizada de la ciudad de Santiago



Fig. 140: Terrazas altas - Vista de las terrazas altas de coloración rojiza.

Camino Las Charcas - la Angostura - Boca de los Ríos
25PU9020 Lat.:19°38959/Long.: -70°72235 Z=242m



Fig. 141: Terrazas altas - Frente de cantera con margas beiges bioclásticas, estratificadas, horizontales de la Formación Gurabo surmontadas por una terraza aluvial rojiza.

Barrio la Otra Banda - la Herradura 25PU9167
Lat.:19°44608/Long.: -70°7351 z=219m



Fig. 142: Terrazas altas - Cantera abandonada en una terraza alta con un nivel conglomerático gris sobreyacido por un nivel de areniscas media gruesas amarillentas.

Camino de la zona franca al canal Yaque del Norte
25PU9339 Lat.:19°45975/Long.: -70°73342 z= 162m

2.4.3. Coluviones. Cantos, arenas con matriz arcillosa-17- (Cuaternario Holoceno)

Estos depósitos gravitacionales de ladera se observan únicamente en la esquina SO de la Hoja, donde ocupan una superficie limitada entre las hojas de La Vega, Jánico y San José de las Matas. Constituyen una cobertura de arenas y gravas con matriz arcillosa beige-marrón. Cubren el contacto discordante del Conglomerado Bulla con la Formación Jánico infrayacente. Los cantos redondos, procedentes del Conglomerado Bulla, están esparcidos en una matriz arcillosa resultando de la meteorización de las arcillas y margas de la Formación Jánico.

2.4.4. Terrazas bajas - gravas y arenas -18- (Cuaternario Holoceno)

Las terrazas aluviales bajas, en relación directa con la red hidrográfica actual o la llanura de inundación, presentan materiales de origen diferente según el río, Yaque del Norte o Licey.

Las terrazas del Río Yaque del Norte se exponen en dos sectores principales (Fig. 139). El primero se ubica río arriba del centro de la ciudad de Santiago en los sectores de La Barranca y al Norte de la Angostura en los barrios Arroyo Hondo, Los Jazmines, Valle Verde

El segundo sector se ubica río abajo del centro de Santiago en los barrios de Rafey La Otra Banda, Baracoa, la Joya.

Estas terrazas están constituidas de cantos polimicticos cm-dm de rocas intrusivas, metamórficas y volcánicas proviniendo directamente o indirectamente de la Cordillera Central. Ocasionalmente se encuentran cantos de calizas coralinas. La matriz de arenas gruesas no está consolidada.

Estas terrazas están temporalmente inundadas durante las fuertes crecidas del Río Yaque como ocurrió durante la Tormenta Olga de diciembre 2007 (Fig. 143 y Fig. 144).

En el tramo mediano, Bella Vista, San Luís y la Otra Banda, el Río Yaque corre por una sección de valle joven encajonado en laderas abruptas (Fig. 145) que traduce un rejuvenecimiento del relieve de este tramo probablemente asociado a una elevación reciente en horst, entre las fallas ENE –SSW.



Fig. 143: Terrazas bajas -Vista de las terrazas bajas arrasadas por el río Yaque en el Puente de la Avenida Olímpica durante la Tormenta Olga el 12 de diciembre 2007.

25PU9050 Lat.:19°41276/Long.: -70°71466 z =173m



Fig. 144: Terrazas bajas -Vista hacia el Norte de las terrazas bajas arrasadas durante la Tormenta Olga el 12 de diciembre 2007 con las orillas abruptas de Nibaje al segundo plano

25PU9943 Lat.: 19.44303/Long.: -70°7036 cerca de COORASAN en Nibaje



Fig. 145: Terrazas bajas -Vista hacia el Sur de las terrazas bajas arrasadas durante la Tormenta Olga el 12 de diciembre 2007

25PU9942 Lat.: 19.449/Long.: -70°70494

cerca de la Fortaleza San Luis

Las terrazas del Río Licey, o de sus afluentes, corresponden a acumulaciones de arenas finas a medias en tramos de ríos de muy poca pendiente. El material esta compuesto en mayorías de arenas finas y siltitas con escasos cantos subredondos de calizas proviniendo de la Cordillera Septentrional. La matriz silto-arcillosa resulta de la erosión de los deslizamientos y derrumbes de las arcillas de la unidad Licey al Medio que constituyen las orillas del río (Fig. 146 y Fig. 147). Estos depósitos son poco compactados y de consistencia muy blanda.



Fig. 146: Terrazas bajas - Vista de las terrazas bajas del Río Licey en Licey al Medio con deslizamientos al ultimo plano

25PU9580 Lat.: 19.42461/Long.: -70°59163



Fig. 147: Terrazas bajas - Vista de una terraza baja del Río Licey con cicatriz de deslizamiento actual al segundo plano

25PU9577 Lat.: 19.41537/Long.: -70°59257

2.4.5. Abanicos de baja pendiente - Arcillas y arenas -19- (Cuaternario Holoceno).

Los abanicos de baja pendiente se establecen en el piedemonte de la Cordillera Septentrional en la parte NE de la hoja. Constituyen planicies inclinadas hacia el Sur. Se diferencian de las arcillas de Licey al Medio por el contenido aluvial de grano grueso y presencia de niveles de cantos de calizas redondeados correspondiendo a relleno de canales procedentes de la Cordillera Septentrional (Fig. 148). Más al Sur del límite de los glaciares y abanicos se observan rellenos conglomeráticos aluviales de canales que surmontan los suelos orgánicos desarrollados encima las arcillas de Licey al Medio (Fig. 148 y Fig. 149).



Fig. 148: Glacis aluvial o abanico de baja pendiente en sección vertical con cantos redondos de calizas en una matriz areno-arcillosa beige surmotanda por suelos orgánicos

25PU9653 Lat.: 19.48952/Long.: -70°61696



Fig. 149: Glacis aluvial o abanico de baja pendiente Vista de un lentejón de abanico de baja pendiente surmontando las arcillas de Lincey al Medio.

Río Moca en el Paso de Moca 25PU9602 Lat.: 19.43785/Long.: -70°52883



Fig. 150: Glacis aluvial o abanico de baja pendiente - Vista de un lentejón reciente de abanico de baja pendiente intercalado en los niveles negros de las arcillas de Lincey al Medio

Arroyo San Víctor 25PU9805 Lat.: 19.43637/Long.: -70°55043

Al Sur de Tamboril, en la Ermita, uno de estos abanicos aparece desplazado por un ramo activo de la Falla Septentrional. Estos datos están descritos a continuación en el capítulo tectónico.

2.4.6. Llanura aluvial y de inundación - limos, arcillas y arenas -20- (Cuaternario Holoceno)

Las facies de llanura de inundación se concentran en las orillas de las partes anchas del curso del Río Yaque del Norte. Debido al régimen sub torrencial del río los depósitos son constituidos de cantos redondos de tamaño centimétrico a semimétrico clastosoportado con muy poca matriz arenosa. El mayor desarrollo se concentra en los sectores de Rafey – la Otra Banda, a la desembocadura del desfile que encajona el Río Yaque en la ciudad de Santiago. También están presentes en los sectores de Bartola, en la orilla derecha del Río Yaque.

En La cuenca del río Licey la llanura de inundación no existe debido al régimen erosivo y al encajonamiento de la red hidrográfica.

2.4.7. Aluviones de fondo de valle - Gravas arenas y arcillas -21- (Cuaternario Holoceno)

Los aluviones de fondo de valle están presentes en la mayoría de los ríos y arroyos de la Hoja. Presentan un mayor desarrollo en la cuenca del río Yaque donde están constituidos de cantos redondos cm-m clastosoportados, con muy poca matriz arenosa. A lo largo del Río Yaque existen secciones sin depósitos aluviales permanentes, tal como en el Cañon de la Angostura y en el desfile del Río Yaque, entre Bella Vista y La Otra banda, donde el cauce del río corresponde al substrato de margas y siltitas de la Formación Gurabo (Fig. 151 y Fig. 152).



Fig. 151: Aluviones de fondo de valle - Vista del Río Yaque en la orilla izquierda con las terrazas bajas surmontando la margas y siltitas de la Formación Gurabo

Barrio Bella Vista 25PU9940 Lat.:19°44862/Long.: -70°71145



Fig. 152: Aluviones de fondo de valle -Vista del cauce del río Yaque en el sector de Bella Vista con ausencia de depósitos

25PU9939 Lat.:19°44963/Long.: -70°7134

2.4.8. Cuaternario antrópico - Vertedero de desechos sólidos -22- (Cuaternario actual)

En la hoja existen depósitos antrópicos cartografiables que presentan importancia en cuanto a sus contextos geológicos. Se trata de los diferentes vertederos de desechos ubicados en el sector NO de la hoja, al límite con la Hoja de San José de las Matas donde se extienden. Los vertederos de Rafey o de Cienfuegos son los más importantes de la comunidad urbana de Santiago. Se trata de basuras de origen doméstica o industrial depositadas en las canteras abandonadas de las areniscas de la Formación Mao o terrazas altas del Río Yaque (Fig. 153). El piso o subsuelo de estas canteras corresponde generalmente a las margas y siltitas de la Formación Gurabo (Fig. 154). Se han cartografiado los tres sitios, actualmente los más importantes; sin embargo la mayoría de las canteras abandonadas en la periferia de la zona urbana están utilizadas como vertederos. Es el caso por ejemplo de las numerosas canteras de La Noriega y Arroyo Hondo al Sur de la Ciudad de Santiago.



Fig. 153: Cuaternario antrópico - Vista del vertedero actual de Rafey-Cienfuegos con las resurgencias de las aguas contaminadas sobre las alternancias de Margas y siltitas de la Formación Gurabo hacia el Barrio de Cienfuegos en el segundo plano

25PU9131 Lat.:19°47406/Long.: -
70°75000



Fig. 154: Cuaternario antrópico - Vista del nuevo proyecto de vertedero en Rafey Cienfuegos en las alternancias de Margas y siltitas de la Formación Gurabo y el Barrio de Cienfuegos en el segundo plano

25PU9146 Lat: 19°47198 / Long.: -70°75027

3. TECTONICA

3.1. Introducción

3.1.1. Antecedentes

La estructura de la Cordillera Septentrional es relativamente bien conocida gracias a la suma de numerosos estudios parciales de la misma. La mayoría de ellos son estudios estratigráficos, petrológicos y estructurales generalmente acompañados de un mapa geológico que suele constituir la primera referencia cartográfica de la zona en cuestión. Aparte de los trabajos pioneros de Vaughan (1921), y de los primeros reconocimientos relacionados con la exploración petrolífera (Dohm, 1943; Beall, 1943; Bermúdez, 1949), los más destacables son la tesis de Nagle (1966) sobre la petrología y estructura de los complejos de basamento de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná (y trabajos derivados: Nagle, 1974; 1979; Bowin y Nagle, 1982), y las de Redmond (1982) y De Zoeten (1988), enfocadas a la estratigrafía y estructura de las series terciarias del sector central de la cordillera.

Más o menos coetáneas con estas últimas son: las breves referencias de Bourgois *et al.* (1982; 1983) a la estratigrafía y evolución estructural de la región de Puerto Plata; el trabajo de Eberle *et al.* (1982), que en su momento supuso una notable revisión de los conocimientos de la estratigrafía y estructura del conjunto de la cordillera con una atención especial a los complejos de basamento; y la parte de la tesis de Pindel (1985) realizada en el complejo de Puerto Plata encaminada a su posible correlación con complejos similares en Cuba. La tesis de Joyce (1985) sobre el complejo de rocas de alta presión de Samaná corresponde también a esta época.

Con la base de los estudios anteriores, el conocimiento de la geología de la Cordillera Septentrional tuvo un notable impulso con la publicación de los trabajos recopilados en el Volumen Especial 262 de la Sociedad Geológica Americana (Mann *et al.*, 1991) que incluye una síntesis cartográfica actualizada para esa fecha (De Zoeten *et al.*, 1991). Entre ellos, la estructura de la parte central de la cordillera y su división en bloques separados por grandes fallas (bloques de Altamira y La Toca) se trata en De Zoeten y Mann (1991), la estructura del ridge de San Francisco, en Winslow *et al.* (1991) y la estructura de la cuenca del Cibao y sus relaciones con la evolución de la Cordillera Septentrional, en Edgar (1991). Pindel y Draper (1991) aportan una revisión cartográfica de zona de Puerto Plata situada al norte de la falla de Camú y a partir de ella proceden a la actualización de su estratigrafía y estructura; Draper y Nagle (1991) hacen lo mismo en la región de Río San Juan; en ambos casos hay

referencias de interés sobre la posible correlación de unidades de estos dos complejos. También Joyce (1991) incluye en el citado Volumen Especial una actualización de los conocimientos del complejo de rocas metamórficas de Samaná. En esta época se publican varios trabajos de Calais y colaboradores (1989; 1990; 1991; Calais y Mercier de Lepinay 1995) sobre la estructura del límite de placas entre Cuba y La Española. Uno de ellos (Calais *et al.* 1992) incluye una nueva propuesta estratigráfica para el sector occidental de la Cordillera Septentrional y correlaciona las principales discordancias regionales con fases de deformación. Trabajos más recientes a considerar son los de Eriksson *et al.* (1998), sobre la estructura e historia deposicional de la cuenca del Cibao y la influencia del levantamiento de la Cordillera Septentrional en su relleno, que incluye como principal novedad un análisis de la subsidencia de esta cuenca; y la última revisión de De Zoeten y Mann (1999) que amplían y refinan sus trabajos previos sobre la estratigrafía y estructura de la parte central de la cordillera.

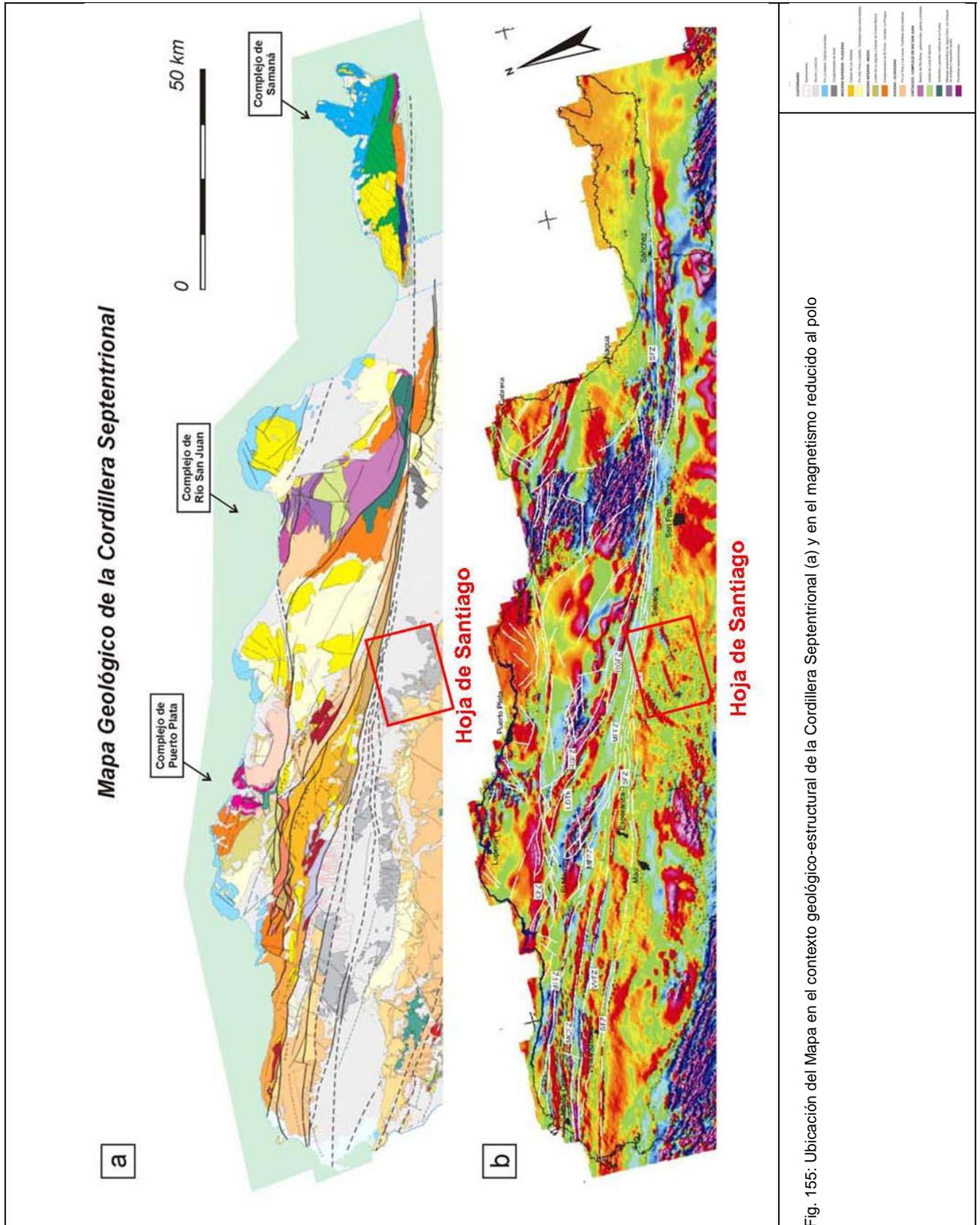
La conocida actividad neotectónica y sismicidad de la Cordillera Septentrional y del valle del Cibao tiene su primera referencia importante dentro del contexto del límite de placas, en el trabajo de Mann *et al.* (1984), y posteriormente, en algunos de los trabajos ya citados de Calais y colaboradores. Más recientemente, el Volumen Especial (Nº 326) editado en 1998 por la Sociedad Geológica Americana (Dolan y Mann 1998) y la *Penrose Conference* de 1999 en Puerto Plata (Mann, 1999), suponen una completa puesta al día en esta materia. Estos estudios se han visto reforzados por datos concretos del desplazamiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana obtenidos mediante GPS (De Mets, 2000) los cuales, por otra parte han permitido constatar el movimiento diferencial de bloques o “microplacas” dentro de la propia isla, entre ellos el correspondiente a la propia Cordillera Septentrional (Mann *et al.*, 2002).

3.1.2. Estructura de la Cordillera Septentrional

La Cordillera Septentrional está formada por una cadena de montañas, alargada en sentido ESE-WNW, con una máxima elevación de 1249 m (Pico Diego de Ocampo) en su parte más o menos central. Se extiende desde las localidades de Nagua, en el sector más oriental, hasta Montecristi, en el extremo noroccidental, a lo largo de casi 200 kms. El límite de la cordillera, por el sur es con la Cuenca del Cibao, a través de la Zona de Falla Septentrional, una zona de falla sísmicamente activa, con carácter inverso y sobre todo, lateral izquierdo, relacionado todo ello con el movimiento lateral entre las placas norteamericana y caribeña. El resultado de esta situación geodinámica es que a partir de la subducción oblicua de la

plataforma carbonatada de Las Bahamas, situada en la placa norteamericana, se produce un contexto fuertemente transpresivo en toda la cadena que continúa siendo activo hasta hoy día (Rosencrantz et al., 1988; Mann et al., 1991, Grindlay et al., 1997; Dolan et al., 1998; Mann et al., 2002; Tabrez Ali et al., 2008).

La Cordillera Septentrional conforma junto con la Península de Samaná un dominio geológico bien diferenciado del resto de La Española, al concurrir en él procesos directamente relacionados con la evolución del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana. El borde meridional de la cordillera está definido por la falla Septentrional, accidente geodinámico de primer orden que la pone en contacto con los depósitos cuaternarios de la Cuenca del Cibao (Fig. 155)



Dentro de la Cordillera Septentrional se reconocen tres conjuntos de rocas de origen muy diferente:

1) Complejos de rocas metamórficas de alta presión, rocas ultra básicas (generalmente asociadas a melanges) y neises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional relacionado con la convergencia del arco volcánico caribeño con el continente americano; se reconocen principalmente en la parte norte del dominio y están representados por los complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná;

2) Pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcano-derivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte del edificio del arco isla de la República Dominicana; se reconocen en la parte meridional, siempre al sur de la falla del Camú y están representados por los complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García.

3) Rocas cenozoicas, constituidas por potentes sucesiones sedimentarias, mayoritariamente de origen marino, que registran la historia geológica de la región desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días; se disponen discordantemente sobre los complejos de basamento anteriormente mencionados, que ejercen un cierto control paleo geográfico sobre ellas hasta el Mioceno Medio, a partir del cual poseen unas características uniformes.

Pese a que la **falla Septentrional** se identifica con el límite entre la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao, en realidad su traza activa no coincide con el frente montañoso (Mann *et al.*, 1998). Así, en el sector occidental desde Montecristi a San Francisco de Macorís la traza activa se localiza en el interior de la cuenca, desplazada unos centenares de metros con respecto al frente montañoso, en tanto que hacia el oeste, la falla se segmenta en diferentes ramales que parecen más activos hacia el sur.

La ausencia de marcadores regionales impide un cálculo riguroso de los desplazamientos laterales, relativos o absolutos, producidos a favor de la falla Septentrional, si bien algunos autores han realizado estimaciones a partir de correlaciones diversas. Así, Eberle *et al.* (1982) justifican un desplazamiento superior a 100 km a partir de la correlación de depósitos aluviales auríferos. Por su parte, Erikson *et al.* (1982), deducen un desplazamiento post-Mioceno de 55-125 km mediante la correlación de cuencas productoras de ámbar.

A mayor escala, Pindell y Barret (1990) sugieren que la falla Septentrional ha debido acomodar una parte de los más de 400 km de desplazamiento lateral sinistral ocurrido entre Cuba y La Española a partir del Mioceno Inferior. Más recientemente, los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados por Braga (2010) sobre la Fm Haitises y las unidades relacionadas con ella, han permitido deducir un desplazamiento de unos 200 km para explicar su distribución de facies.

La **falla del Camú** se sitúa en el interior de la cordillera con una dirección próxima a E-O, ligeramente oblicua a la de la falla Septentrional. Entre las localidades de Imbert y Sabaneta de Yásica su traza es relativamente neta, aunque con algunas bifurcaciones, mientras que al oeste de Imbert se desarrolla una zona de falla con una anchura de 3-5 km formada por numerosos ramales o *splays* que individualizan bloques de formas romboidales; no está muy claro si su prolongación oriental se resuelve en el golfo situado entre Gaspar Hernández y Río San Juan o si coincide con alguna de las fallas de dirección ONO-ESE que atraviesan la parte septentrional del macizo de Río San Juan, inmediatamente al este de Gaspar Hernández. La falla del Camú constituye el límite meridional del denominado bloque de Puerto Plata (Pindell y Draper 1991; De Zoeten y Mann, 1991, 1999) y como en el caso de la falla Septentrional, no posee marcadores o referencias regionales fiables que permitan establecer su desplazamiento, si bien la idea de correlación entre los complejos de Puerto Plata y Río San Juan propuesta por Draper y Nagle (1991) es sugerente y permite suponer entre ambos un desplazamiento de al menos 60 km.

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la de **Río Grande** (De Zoeten y Mann, 1999), que atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ONO-ESE hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional. Muy probablemente enlaza con la Zona de falla de Camú inmediatamente al sur de Imbert. En cuanto a la **falla del Río Bajabonico**, se puede considerar asociada a la falla de Río Grande, discurriendo en paralelo algunos kilómetros al oeste de ella.

La intersección de las fallas o zonas de falla principales divide la cordillera en grandes bloques más o menos romboidales, característicos de zonas transpresivas. Son los bloques de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan, a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. La geometría en planta de la cordillera corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*), dentro del cual se pueden identificar

zonas de altitudes máximas, mayor acortamiento y exposición de rocas del sustrato o basamento correspondientes a inflexiones contractivas o *restraining bends* de rango kilométrico. Por ejemplo, el afloramiento del complejo de Río San Juan se puede considerar asociado a una “inflexión contractiva aguda” (*sharp restraining bend*) en la que el movimiento a través de las dos fallas principales (Camú y Septentrional) se transfiere mediante las fallas relativamente ortogonales a éstas que conforman sus límites oriental y occidental.

Buena parte de la estructuración previa al Mioceno Superior, en la que los complejos ígneo-metamórficos coinciden con estructuras anticlinoriales más o menos apretadas, entre las que se disponen potentes series turbidíticas paleógenas configurando sinclinorios, queda fosilizada por los materiales margoso-calizos de las Fms. Villa Trina y Los Haitises. Éstos se distribuyen ampliamente por la cordillera y constituyen los mejores indicadores de la deformación reciente, mostrando a grandes rasgos un basculamiento general hacia el norte debido a la componente de salto vertical de la falla Septentrional; el techo de dichas formaciones configura una gran cuesta, intensamente meteorizada y dislocada por fallas de entidad menor. Otro basculamiento de menor amplitud se observa pero hacia el Sur en la estructura anular de Río San Juan Cabrera distinguiendo esta zona de la estructura general de la Cordillera Septentrional.

3.1.3. Tectónica y evolución tectono-sedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario del Dominio del Valle del Cibao.

El depósito de la Fm. Bulla a partir del Mioceno medio, 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 estudiada de materiales pertenecientes a la parte alta del Mioceno Inferior 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 Villa Vázquez 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 al 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.

3.2. Descripción Particular a la Hoja

La hoja de Santiago de los Caballeros abarca los dominios de la Cordillera Septentrional al NE y de la Cuenca del Cibao al SO .

Estos dominios están limitados por las zonas de fallas regionales transcurrentes NO-SE, definidas por Paul Mann (Mann y al 1998), que son de Norte a Sur:

- El "Mountain Front Fault Zone", ramo inactivo de la Falla Septentrional (MFFZ),
- La Falla Septentrional (SFZ), ramo activo.
- La Falla Española (EFZ), ramo Norte, no visible, en el extremo SO de la Hoja

Dos otras fallas importantes afectan estos dominios:

- La Falla de Río Grande (RGFZ) NO-SE en la cordillera Septentrional
- La Fallas NNO-SSE en el valle del Cibao

Todos estos accidentes regionales se marcan nitidamente en la topografía y en la imagen del aeromagnetismo (SYSMIN, 1996) (Fig. 156).

A continuación se describen, de Norte a Sur, las fallas principales y los dos dominios tectónicos.

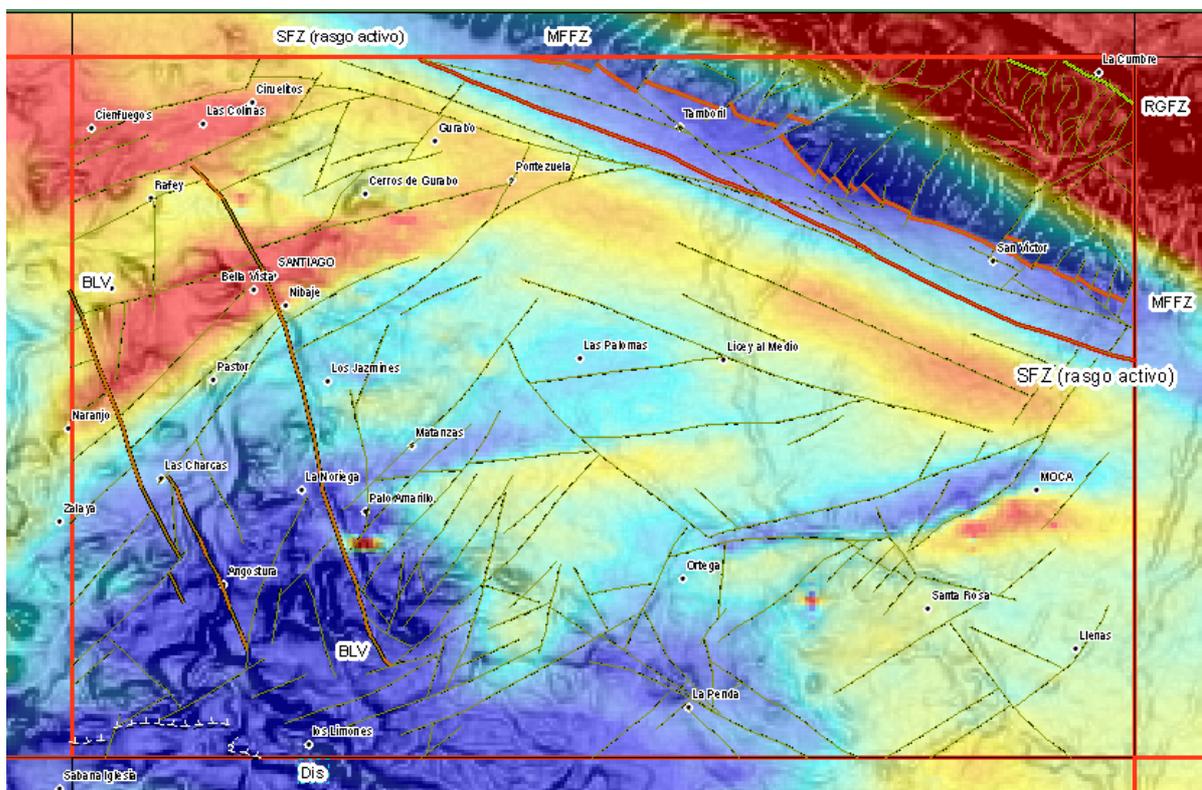


Fig. 156: Mapa de los principales accidentes estructurales con el magnetismo reducido al polo y el relieve del SRTM

3.2.1. Falla de Río Grande (RGFZ)

La Falla RGFZ de dirección NO-SE, cruza la hoja en la esquina NE. Su traza es inferida y se ha ubicado al pie del escarpe provocado por el mega deslizamiento de la Cabirma-La Cumbre. Es muy probable que no se limita a esta traza y que otros tramos paralelos existen por debajo del deslizamiento. La frecuencia de los deslizamientos ocurridos recientemente a lo largo de esta zona de falla testifica su actividad actual. Las descripciones e ilustraciones de estos movimientos figuran en el capítulo anterior de los deslizamiento de laderas.

3.2.2. Falla de Frente de Montaña (MFFZ)

La traza de esta falla es la más llamativa, particularmente por su firma topográfica. La traza se ha definida por el cambio topográfico fuerte provocado entre el Valle del Cibao y la Cordillera Septentrional. En el campo se notan las deformaciones dúctiles y frágiles de la falla en las incisiones de los arroyos Moca y la Ceiba de Madera. En el punto 25PU9725 ubicado en la zona de falla las alternancias de areniscas y margas de la Unidad Altamira-La toca (Mb Pociguilta), están completamente verticalizadas, con polaridad invertida, y brechificadas (Fig. 157; Fig. 158).



Fig. 157: "Mountain Front Fault Zone" - Vista de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira dobladas y invertidas en la zona de la MFFZ



Fig. 158: "Mountain Front Fault Zone" -Vista de la deformación frágil en las brechas de las alternancias margas-areniscas de la Unidad Altamira, en la Falla MFFZ

25PU9725 Lat.: 19.46259/Long.: -70°55218

Arroyo La Ceiba de Madera 25PU9725 Lat.:
19.46259/Long.: -70°55218

En los puntos 25PU9737, 25PU9735 y 25PU9738 se observa una sección completa de la zona de falla, con del Norte a Sur:

- Las alternancias monoclinales de margas y areniscas de la Unidad Altamira en un cauce muy erosivo, sin depósitos aluviales (Fig. 159), que se debe a un rejuvenecimiento del compartimento Norte.
- Una zona de deformación dúctil de las alternancias, con intensidad creciendo hacia el Sur y pliegues apretados, (Fig. 160). En este tramo se observan, colgados a 15 m por encima del cauce actual del Río Moca, paleo aluviones sobreyacidos por arcillas expansivas de tipo Licey al medio y suelos orgánicos (Fig. 161)
- El contacto por falla normal, vertical, de los aluviones del Río Moca con las alternancias plegadas (Fig. 162)

Estas observaciones indican en esta zona un juego transpresivo provocando la deformación dúctil de las alternancias y posteriormente un juego de falla normal con elevación relativa del compartimento Norte, provocando el rejuvenecimiento de la red hidrográfica del sector Norte. Esta componente de juego normal puede ser relacionado con la parte activa de la Falla Septentrional, cuya traza se ubica a 1.5 km más al Sur.

A escala cartográfica 1: 50.000, la traza de la falla MFFZ aparece ligeramente desplazada por fallas de orientación NE-SO, conjugadas del ramo activo de la SFZ.

Las inflexiones de la red hidrográfica a lo largo de la traza de la MFFZ, indican un movimiento lateral senestro. La deformación dúctil de las formaciones Oligoceno-Mioceno, visibles al norte de la zona de falla, sugiere un sistema transpresivo y, posteriormente, un juego inverso, relacionado con el ramo activo de La SFZ.



Fig. 159: "Mountain Front Fault Zone" -Vista hacia el Norte de las alternancias monoclinales de margas y areniscas de la Unidad Altamira en las inmediaciones de la MFFZ .

25PU9735 Lat.: 19.45511/Long.: -70°52888

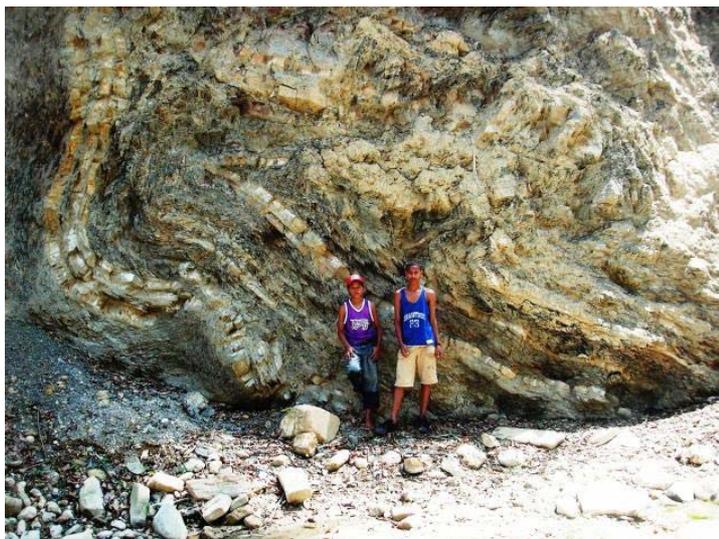


Fig. 160: "Mountain Front Fault Zone" - Vista hacia el ESE de los pliegues asociados a la traza de la MFFZ en el Río Moca

25PU9737 Lat.: 19.45443/Long.: -70°52897 (Base de la Fig. 161).

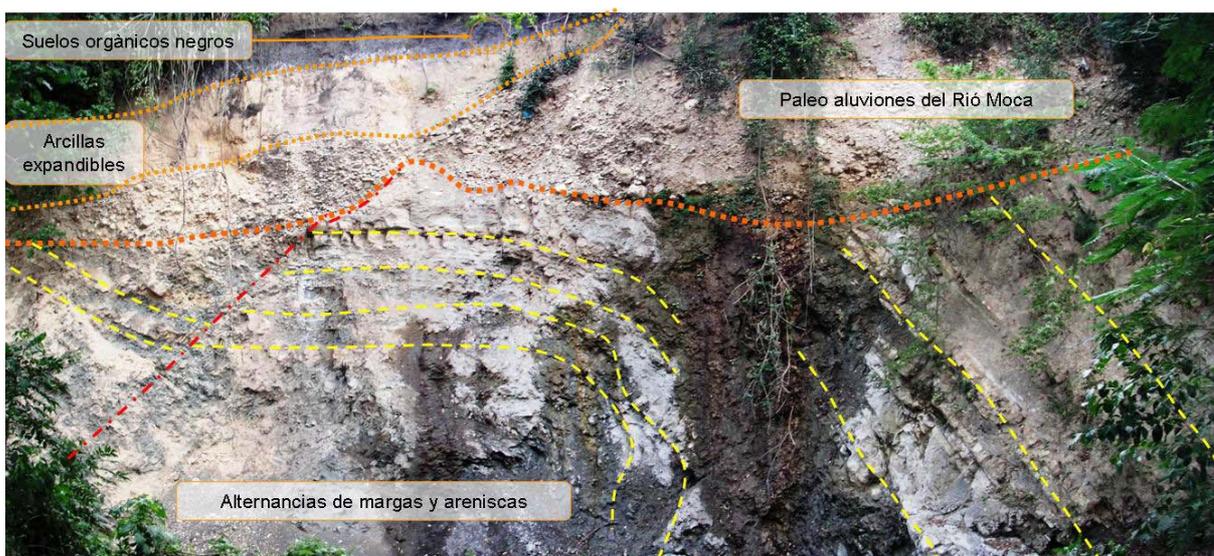


Fig. 161: "Mountain Front Fault Zone" -Vista hacia el ESE de la deformación dúctil de las alternancias de margas-areniscas de la Unidad Altamira y de los paleosuelos, arcillas y paleo aluviones colgados del Río Moca.

25PU9737 Lat.: 19.45443/Long.: -70°52897

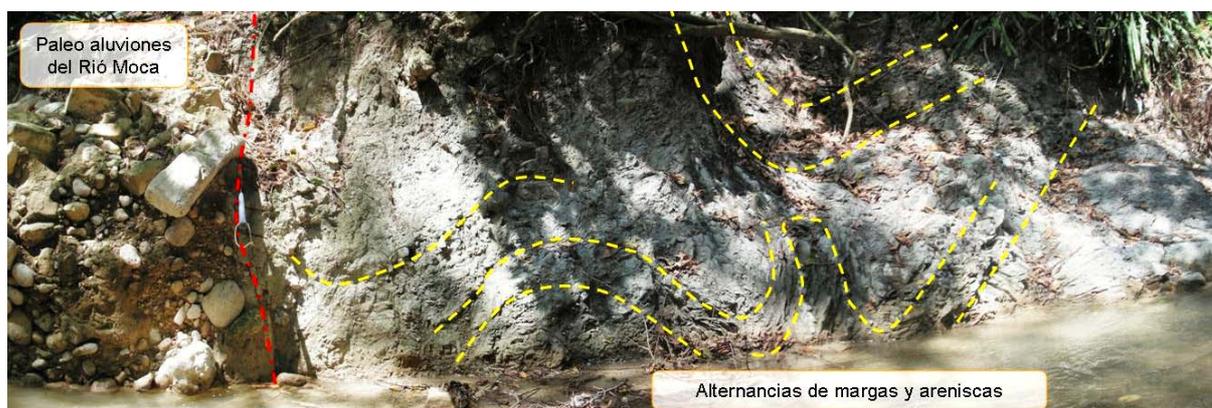


Fig. 162: "Mountain Front Fault Zone" - Vista hacia el ONO de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira y de los y de su contacto con los aluviones del Río Moca por una falla normal actual en el Río Moca.

25PU9738 Lat.: 19.45413/Long.: -70°52906

3.2.3. Falla Septentrional (SFZ)

Al contrario de la MFFZ, la Falla Septentrional no tiene firma espectacular en la topografía de la Hoja. En el mapa magnético, una zona ancha de valores bajas dibujando un haz de lineamientos interdigitados, corresponde a la Falla SFZ

Se ha escogido el tramo más relevante para la representación cartografica de la falla, con una dirección media N120° E, pasando por el Norte de Guazumal Abajo, los pueblos de La Ermita, Canca Abajo, La Ceiba de Madera y Paso de Moca.

La falla tiene aspectos locales muy espectaculares. En el sitio de la Ermita, al Sur de Tamboril, un escarpe de falla buzando hacia el norte presenta el lado Sur elevado de 10 m (Fig. 163). El material desplazado corresponde a un abanico de baja pendiente. P Mann (1998) describe en detalle este sitio integrándolo con otras observaciones a lo largo de la Falla Septentrional. Hacia el Este, el escarpe se extiende en más de 4 km hasta Canca Abajo (Fig. 164 y Fig. 165). Al pie del escarpe, se alargan pantanos y ciénagas, con acumulación de vegetación y materias orgánicas (Fig. 166). Al Oeste de La Ermita, el escarpe desaparece, pero la traza de falla sigue marcada por la zona pantanosa que se extiende hasta la periferia Norte de la ciudad de Santiago (Fig. 167).

Más al Oeste, el escarpe reaparece al Norte de la hoja, en el sitio de Santiago Viejo en Jacagua.

Las fallas paralelas al tramo principal o ligeramente oblicuas hacen resaltar en superficie las Arcillas de Licey al Medio de bajo de los vertisuelos negros y aparecen frecuentemente subrayadas por zonas húmedas o manantiales.

La traza de la falla MFFZ está escalonada por una red de pequeños desgarres izquierdos de dirección NE-SO. Son de poca extensión longitudinal salvo un tramo de 6 km que llega hasta los Amaceyes Arriba al límite Norte de la Hoja.



Fig. 163: Falla septentrional SFZ - Vista panorámica hacia el Este del escarpe de la Falla SFZ en el glacis de baja pendiente de La Ermita en Tamboril.

25PU9900 Lat.: 19.47849/Long.: -70°61236



Fig. 164: Falla septentrional SFZ - Vista hacia el este de la traza de la SFZ y del escarpe asociado en el sector de Canca Abajo.

25PU9907 Lat.: 19.46978/Long.: -70°594



Fig. 165: Falla septentrional SFZ - Vista hacia el Sureste de la traza de la SFZ y del escarpe asociado en el sector de Canca Abajo.

25PU9908 Lat.: 19.46924/Long.: -70°59247



Fig. 166: Falla septentrional SFZ Paisaje de pantanos y ciénagas características de la Zona de Falla SFZ en el sector peri urbano Norte de Santiago (Guazumal)

25PU9641 Lat.: 19.48488/Long.: -70°62727



Fig. 167: Falla septentrional SFZ -Vista hacia desde la Cordillera del sector peri urbano de Santiago con la traza de la SFZ en el Sector de Guazumal

Lat.: 19.5124/ Long.: -70°6361

3.2.4. Fallas NNO-SSE (Bosua – Lopez BLFZ.)

El sistema de Falla, de dirección ONO-SSE, afecta el O-SO de la Hoja. No se marca bien en el mapa aeromagnético, pero es muy nítido en la morfología del relieve y en la red hidrográfica, subrayado en particular por el Río Yaque de Norte.

En la hoja adyacente de San José de las Matas, donde están bien desarrolladas, estas fallas marcan el límite oriental de la Meseta de Cuesta Abajo con el compartimiento oriental hundido.

3.2.5. Zona de Falla de La Española (EFZ)

El borde Norte de la Zona de Falla la Española, roza la esquina SO de la Hoja de Santiago, pero está totalmente ocultada por las Formaciones de Jánico, Cercado y Bulla. En el mapa aeromagnético la traza de la Falla, muy nítida en el borde Oeste de Hoja colindante de San

José de Las Matas, desaparece progresivamente hacia el Este por debajo de la serie sedimentaria de la Cuenca de Tavera.

3.2.6. Dominio de la Cordillera Septentrional

Este dominio, constituido de formaciones Oligoceno a Plioceno, se individualiza por su carácter de Cordillera surelevada al Norte de la zona de Falla MFFZ.

El Miembro La Pociguilta de la Unidad Altamira-La Toca (Oligoceno superior Mioceno inferior) que constituye la faja meridional del la Cordillera está en contacto tectónico con la / Formación La Toca de la misma unidad. Las estratificaciones generales son N120E-40°S en el miembro Pociguilta y N100°E-20°NE en la Fm La Toca

Las Formación Villa Trina y Los Haitises (Mio-Plioceno) están afectadas por la falla de Río Grande (RGFZ) y su estructuración es perturbada por el mega deslizamiento de la Cabirma - la Cumbre. En los sectores preservados de los Amaceyes y la Cumbre La Formación Los Haitises buza liviamente hacia el NNE de 10 a 5°.

3.2.7. Dominio de la Cuenca del Cibao.

La Hoja de Santiago abarca principalmente el flanco Sur del Dominio de la Cuenca del Cibao con formaciones datadas del Mioceno al Pleistoceno. El borde Norte de la cuenca está limitado por la falla MFFZ. El ramo activo de la falla septentrional (SFZ) ubicado en la cuenca, a 1 km al Sur de la MFFZ, presenta movimientos de falla normal en el pleistoceno y en el cuaternario reciente.

El sistema de Falla de dirección NNO-SSE, afecta el O-SO de la Hoja. No se marca bien en el mapa aeromagnético, pero es muy nítido en la morfología del relieve y en la red hidrográfica, subrayado en particular por el Rió Yaque de Norte.

En la hoja adyacente de San José de las Matas, donde están bien desarrolladas, estas fallas marcan el límite oriental de la Meseta de Cuesta Abajo con el compartimiento oriental hundido.

En la parte O-SO de la cuenca se observa una evolución en las disposiciones de las formaciones del Grupo Yaque que constituyen el Piedemonte de la Cordillera Central. Esta evolución se caracteriza por las observaciones siguientes

- La disminución de Oeste a Este de la potencia de la Fm Cercado (Mioceno medio-superior)

- La variación de nivel del contacto de las formaciones Cercado-Gurabo
- El sistema de fallas NNE-OSO, compartimenta la Fm Cercado y origina el Horst de la Loma la Furia, atravesado por el Río Yaque en e Cañon de La Angostura.
- La Formación Gurabo esta más desarrollada al NO que al Sur.asociada a la ausencia del miembro terminal de la las Calizas de Mao Adentro en la hoja
- La Formación Mao (Plioceno medio) descansa localmente directamente por encima de la Fm Cercado (Sectores de La Hoya del Cercado y Loma de los Picos) Estas variaciones de potencia, hasta localmente la ausencia de la Formación Gurabo traducen una tectónica activa al Plioceno inferior
- Formación Mao (Plioceno medio Superior) aparece depositada en un arco cóncavo abiero hacia el NE, según una disposición muy diferente del conjunto inferior con además:
 - Presencia de buzamientos hacia el Este y NE, hundiéndose por debajo del Pleistoceno de la Unidad de Licey al Medio.
 - Frecuencia de fallas sin sedimentarias, diques clásticos en las areniscas y clastos blandos angulosos (Fig. 168) constituyendo un nivel de megabrecha clástica en la cantera de Higüerito Arriba (Fig. 169),
 - Presencia fallas sin a post sedimentarias en las areniscas del Sur de Ortega, con hundimiento hacia el Este (25PU9219 Lat.:19°46981/Long.: -70°67966 / 25PU9236 Lat.:19°49301/Long.: -70°71711);
 - Presencia de niveles arenosos con fuerte buzamiento Norte (50°N) y slumps (Fig. 171) testificando de una intensa actividad tectónica sin a post pliocena.
- Presentación en horst de la Formación Mao, entre Penda y Moca, limitado por fallas de orientación ENE-SSO; con afloramiento de la Formación Gurabo infrayacente en el limite septentrional de la estructura (sector de Santa Rosa)
- contacto discordante de la Unidad de Licey al Medio, muy digitado, con lóbulos invadiendo las partes bajas entre los relieves de la Formación Mao. En la parte sur de la hoja,



Fig. 168: Detalle de los clastos blandos de lutitas verdes en una cantera de Arroyo Hondo

25PU9056 Lat.:19°40624/Long.: -70°70479



Fig. 169: Vista del piso de los clastos angulosos de lutitas verdes en las areniscas de la Formación Mao en el piso de la cantera de Higüerito Arriba

25PU9497 Lat.: 19.36054/Long.: -70°5805

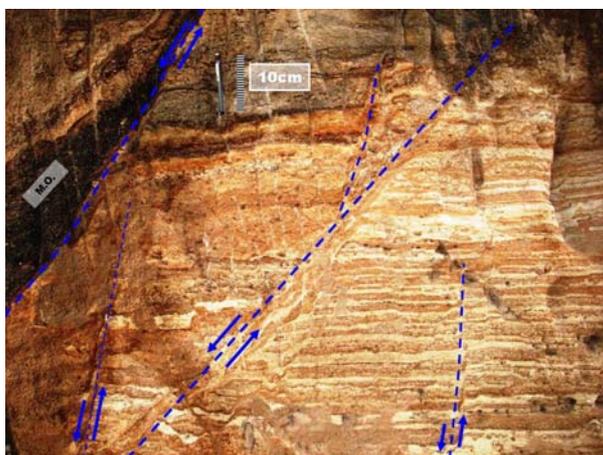


Fig. 170: Vista del sistemas de fallas sin sedimentarias normales en una cantera de areniscas de la Formación Mao en la Autopista Duarte

25PU9393 Lat.:19°36469/Long.: -70°60332



Fig. 171: Figura de pliegues o slumps sinsedimentario S0=353/51en las Lutitas y siltitas calcáreas con intercalaciones erosivas de areniscas calcáreas de la Formación Mao en el Barrio Cienfuegos -

25PU9133 Lat.:19°47399/Long.: -70°74076

3.2.8. Interpretación de los datos sísmicos

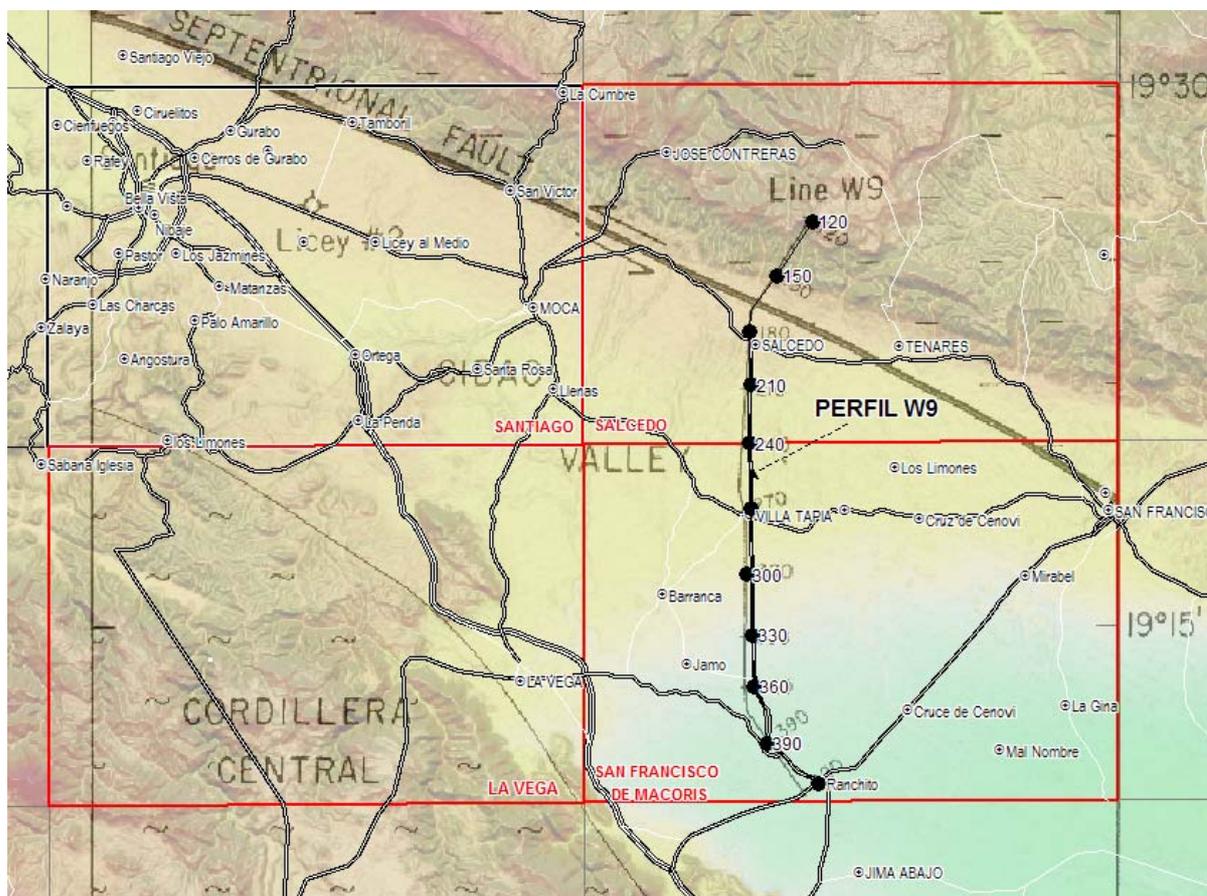


Fig. 172: Ubicación del Perfil sísmico (Weeks Petro) en el marco de las hojas Santiago, Salcedo, San Francisco de Macorís y la Vega

La compañía Weeks Petroleum realizó en los años 60 una campaña de perfiles sísmicos en la parte oriental del Valle del Cibao. Mann (1994) entrega el corte del Perfil 9 que se ubica en las hojas de San Francisco de Macorís y Salcedo (Fig. 172). Este Perfil permite evaluar la estructuración en profundidad de la Cuenca del Valle del Cibao, con la posible identificación de las siguientes unidades de techo a muro (Fig. 173)

Unidad 1: Grupo Yaque. Arcillas de Licey, Fm Mao al Medio, Fm Gurabo, conglomerado Bulla, Fm Cercado

Unidad 2: Fm Mioceno inferior a Oligoceno (Jánico ?)

Basamento: esquistos Amina Maimon visibles en la Hoja de Fantino ubicada más al Sur.

El contacto entre las unidades 1 y 2 es discordante como observado en Baitoa.

La traza de la Falla Septentrional está ubicada al nivel del punto 150 y el perfil indica una extensión de los niveles ondulados perteneciendo a la cuenca del Cibao por debajo al norte de la traza superficial. Este criterio que debe ser comprobado con otros, indica un juego

inverso de la zona de Falla Septentrional. Este movimiento es coherente con un juego de falla senestra en transpresión, atribuido a la Falla Septentrional.

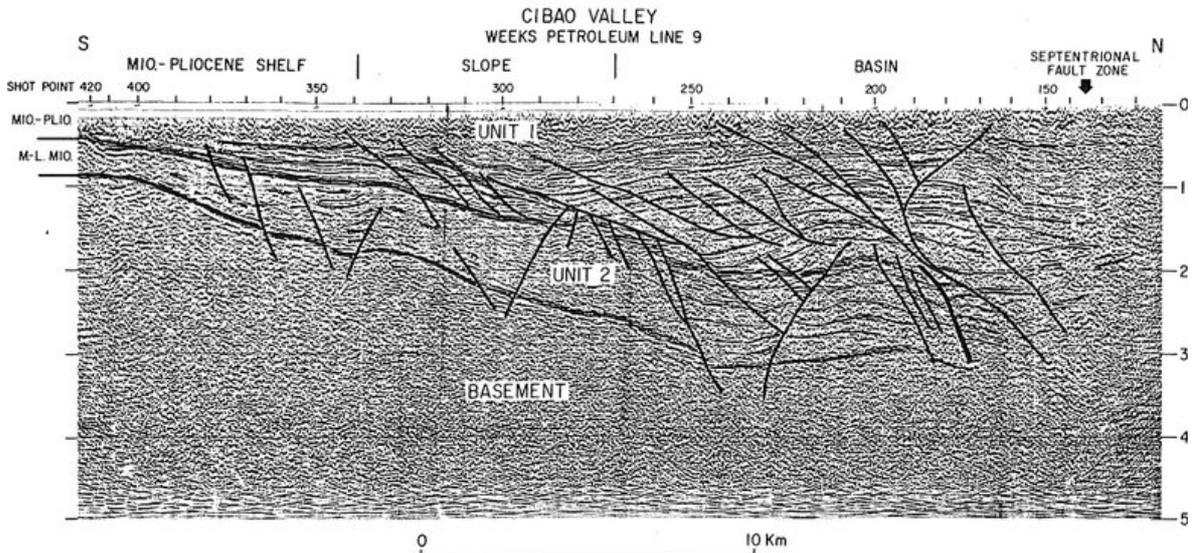


Figure 10. Weeks Petroleum seismic line W9 across the central Cibao Valley. The line starts in the Cordillera Septentrional and crosses the Septentrional fault at about shot point 135. The line was received with the anonymous interpretation shown. I agree with the basic interpretation but am not convinced that there are grounds for all the minor faulting indicated. For location, see Figure 9.

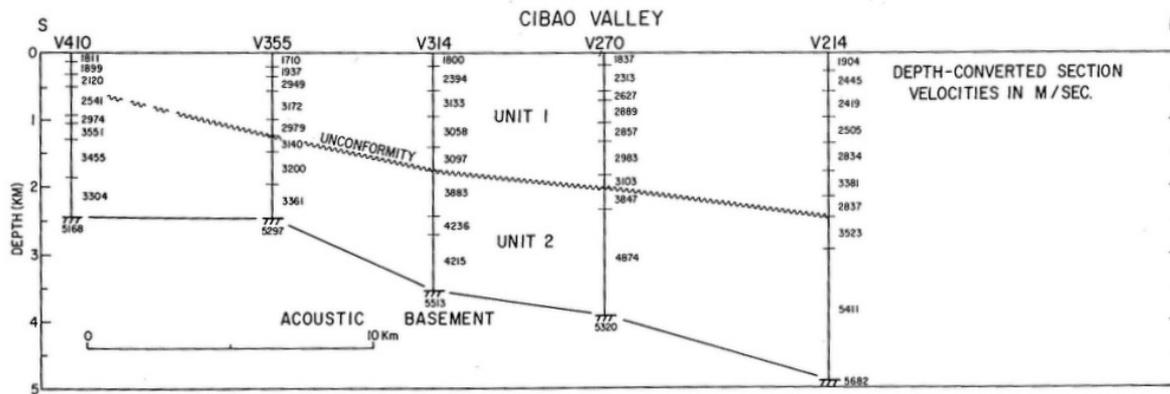


Figure 11. Depth section of Weeks Petroleum line W9. For location, see Figure 9.

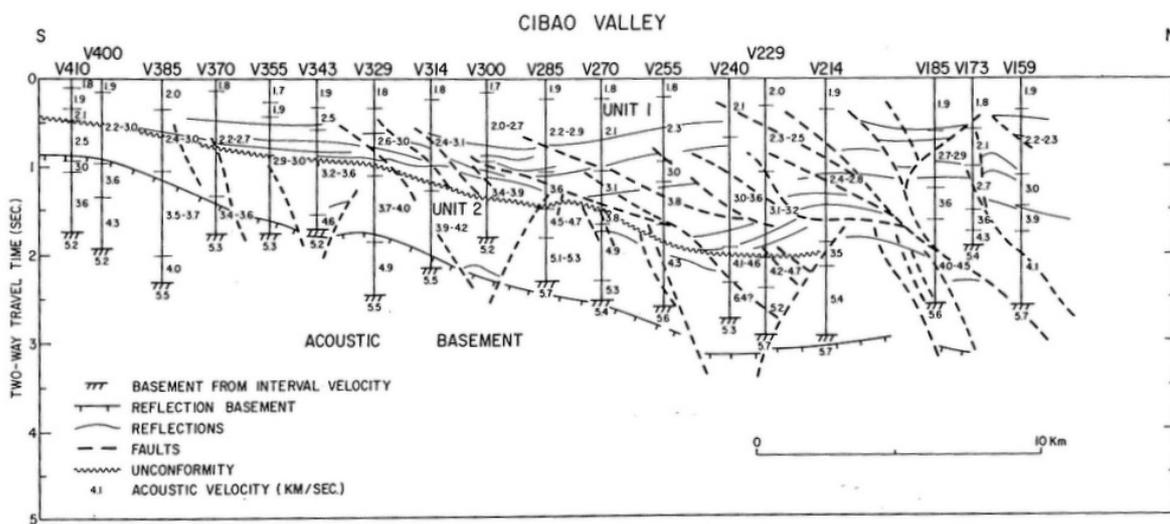


Figure 12. Eighteen velocity sections correlated to the major reflections in Weeks Petroleum line W9.

Fig. 173: Corte de sísmica reflexión del Perfil W9 de Weeks Petroleum y su interpretación por Weeks Petroleum (Mann 1994)

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. Descripción general de la hoja de Santiago

La Hoja de Santiago abarca la vertiente norte de la Cordillera Septentrional, desde la Zona de Falla Septentrional, que la separa del Valle del Cibao, y éste Valle, representado por el Valle del Yaque del Norte, en el extremo W y por el Valle del Yuna en el E. Estos dos Valles quedan separados por una divisoria de aguas de pequeños relieves que atraviesan el Valle de N a S, se encuentra en el E de la ciudad de Santiago y va desde el Alto de Bejarán, en Tamboril, hasta cerca de la ciudad de La Vega.

De esta forma, la cota más alta de la Hoja se encuentra en el extremo NE, donde se localiza la parte más central de la Cordillera Septentrional de la Hoja y se llega a más de 900 msnm, cerca del poblado La Cumbre. En el SW se aprecia un fuerte contraste topográfico al hallarse la depresión del Yaque encerrada entre las zonas montañosas, donde su zona de cabecera ha quedado en un espacio tan reducido que forma un cañón.

En el NW la Hoja se sitúa la ciudad de Santiago, y en el SW, las estribaciones de la Cordillera Central van tomando mayor valor topográfico a medida que nos acercamos más hacia ese extremo.

La red de drenaje se halla condicionada por las altas cotas de las dos Cordilleras presentes, así como de la divisoria de aguas anteriormente citada, a partir de la cual, el Yaque cambia de rumbo y dirige su flujo hacia el W. En la zona E de la Hoja domina, por tanto, la cuenca del Licey, donde sus aguas, en esta zona sólo han logrado formar sedimentos de fondo de valle.

4.2. Formas geomorfológicas

4.2.1. Estructurales

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

Las formas estructurales tienen una importancia morfogenética notable en la Hoja de Santiago. La Cordillera Septentrional tiene una línea de horizonte bastante uniforme, estando interrumpida por pocos picos dentados. Esto sucede porque se encuentra limitada por una falla, que recorre casi totalmente la longitud de de la Cordillera (De la Fuente, 1976). Como consecuencia de esta falla, su vertiente sur se levanta abruptamente y queda separada de forma casi neta del Valle del Cibao. Por tanto, se trata de una falla con expresión morfológica clara, que sigue dirección NW-SE. Pese a la elevada velocidad con la que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos derivados de la acción de fallas, que aparecen en el extremo NE de la Hoja, entre ellos los escarpes de falla degradados y facetes triangulares de escarpe de falla. Éstos 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 algunas fallas, ramales de la Falla Septentrional, se ha indicado el labio que ha quedado hundido.

En el extremo NE adquirido importancia los resaltes de escarpes y crestas, bien por acción de fallas, bien por ser morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes, entre los que abundan los bordes de capas monoclinales o capas verticalizadas.

4.2.2. Fluviales y de escorrentía superficial

Ocupan una gran superficie en la Hoja, con una amplia distribución. Su cartografía permite una detallada caracterización de la red de drenaje. Se trata de una red densa y bien marcada por los desniveles existentes entre el firme de la Cordillera, donde nacen todos los ríos de la Hoja, y las planicies de los valles a los que van a desembocar. En la vertiente sur de la cordillera encontramos una orla de glaciares, abanicos y conos de deyección que se disponen al pie de los relieves, en dirección al Valle del Cibao.

Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la llanura aluvial del río Yaque del Norte, donde destaca la extensión de los cinturones de meandros, donde encontramos la mayor variedad de depósitos y formas fluviales: llanura de inundación, cauces y cañones, además de la identificación de varios niveles de terrazas.

Los fondos de valle aparecen bien representados en los caños y arroyos que nacen en la Cordillera Septentrional y van hacia el Licey, principalmente. 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 la cuenca del río Yaque, estableciendo una distinción entre inferiores y superiores, según sus cotas y el eskarpe que las diferencia.

También tienen una notable representación los conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de la vertiente norte de la Cordillera Septentrional. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos

encajadas, en las cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose. Las dimensiones de estos conos son acusadas, alcanzando una extensión de más de 5 Km.

Entre las formas erosivas, se han representado los barrancos de incisión lineal, que ocupan toda la extensión de la Hoja, como consecuencia del fuerte desnivel entre las elevaciones de la Cordillera Septentrional y los valles asociados.

4.2.3. Formas gravitacionales

Las formas de depósitos gravitacionales cuaternarios ligados a deslizamientos se encuentran en la Cordillera Septentrional al extremo NE-E de la hoja en los sectores de la Cumbre las Cabirmas, al límite de las Hojas de San Francisco Arriba, Salcedo y Gaspar Hernández (Fig. 174). Se trata aquí de un enorme deslizamiento de 7.8 km² de superficie, ocupando 1.6% de la superficie total de la hoja. Se reparte en dos cuerpos: el más importante, al oeste, en las Cabirmas y un segundo en la cuenca alta del Río Canca. Están constituidos de mega bloques y bloques de calizas coralinas de la Formación Haitises derrumbados del farallón constituido por estas calizas más al Norte (Fig. 175 y Fig. 176). La matriz de los bloques y mega bloques de color amarillento blanquecino esta constituida de arenas, margas y debris calcáreos de las facies margosas y conglomeráticas infrayacentes de las Formaciones Villa Trina y La Toca. Este deslizamiento antiguo ya esta vegetalizado pero continua de ser activo como lo demuestran las trazas de movimientos actuales dentro de la zona deslizada original (Fig. 177y Fig. 178). Se caracteriza por una vegetación de pasto con árboles pequeños que contrasta con la selva subtropical que cubre generalmente la pendiente meridional de la Cordillera Septentrional. La presencia de la Falla de Rió Grande, la topografía original abrupta, el contraste de permeabilidad entre las calizas castificadas y las margas infrayacentes explican el origen del deslizamiento. Recientemente, el 12 de Febrero 2009, un deslizamiento parecido ha afectado las hojas adyacentes, destruyendo el pueblo de Carlos Díaz en la hoja San Francisco Arriba (Fig. 179 y Fig. 180). Más al SE en La Hoja Salcedo el Pueblo de Villa Trina sufre frecuentemente de deslizamientos del mismo tipo aunque de menor importancia.

Pequeños deslizamientos, no cartografiable individualmente a escala 1:50.000, se observan de manera sistemática en los taludes en las orillas de los arroyos que atraviesan la Unidad Licey al Medio. (Fig. 181 y Fig. 182). De extensión decamétrica a hectométrica, ocurren en las arcillas expansivas saturadas por las lluvias y crecidas de los arroyos. El material muy

plástico a sub líquido desliza en el cauce de los arroyos provocando embalses temporales que favorecen la saturación de las arcillas y acentúan el fenómeno. Los relictos de estos deslizamientos están al origen del aspecto meándrico del curso de los arroyos.



Fig. 174: Deslizamiento de laderas vista panorámica desde alto de los Pozos hacia el Sureste del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas

25PU9786 Lat.:19°49814/Long.: -70°5179



Fig. 175: Deslizamiento de laderas Vista de los mega bloques de calizas derrumbados en la cabecera del deslizamiento de La Cumbre las Cabirmas en Alto de los Pozos

25PU9787 Lat.:19°49722/Long.: -70°51468

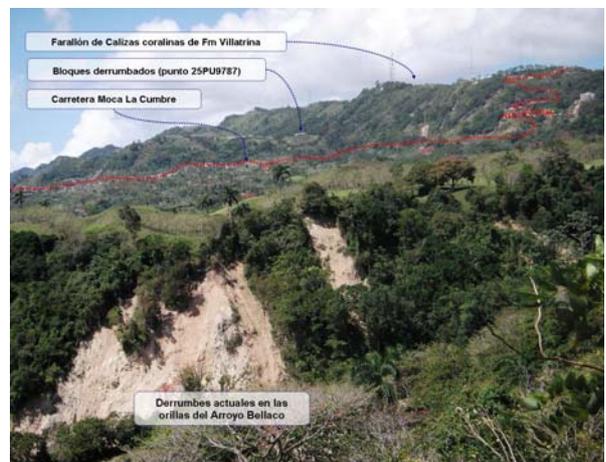


Fig. 176: Deslizamiento de laderas; vista hacia el Noroeste del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas desde el Arroyo Bellaco con los deslizamientos actuales

25PU9825 Lat.: 19.47909/Long.: -70°50103



Fig. 177: Deslizamiento de laderas Falla actual activa cruzando la carretera Moca La Cumbre en superficie de la zona deslizada de La Cumbre - Cabirma.

25PU9793 Lat.:19°49401/Long.: -70°50768



Fig. 178: Deslizamiento de laderas. Vista hacia el Norte de la parte baja del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas con deslizamientos secundarios actuales.

25PU9822 Lat.:19°47425/Long.: -70°51473



Fig. 179: Deslizamiento de laderas - Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 12 de Febrero 2009 en Carlos Díaz

foto de prensa Cosas del Cbao.com 25PU9703
Lat.:19°51756/Long.: -70°5645



Fig. 180: Deslizamiento de laderas - Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 12 de Febrero 2009 en Carlos Díaz

foto de prensa Cosas del Cibao .com 25PU9703
Lat.:19°51756/Long.: -70°5645



Fig. 181: Deslizamiento de laderas - Vista de un deslizamiento en las arcillas de la Unidad Licey al Medio

Orilla del Arroyo Colorado en San Antonio 25PU9575
Lat.:19°39813/Long.: -70°61364



Fig. 182: Deslizamiento de laderas - Vista de un deslizamiento en las arcillas de la Unidad Licey al Medio

Orilla del Río Licey en el pueblo de Licey al Medio 25PU9603
Lat.:19°42187/Long.: -70°58855

Las otras formas gravitacionales de la Hoja corresponden a coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial, pero de forma localizada, en la zona de Falla y en el SW, también asociados a una falla normal.

4.2.4. Formaciones poligénicas o de difícil adscripción

4.2.4.1. abanicos de baja pendiente y glacis

También se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los piedemontes y las superficies de erosión que aparecen en la Hoja.

Es innegable la existencia de retazos de superficies de erosión, ya que en ocasiones pueden observarse los materiales geológicos, especialmente los que presentan estratificación, completamente biselados. Estas superficies de erosión son macroformas que afectan zonas del SW de la Hoja, resaltadas por escarpes, ya que la variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos es incuestionable, aunque el origen de dicha variabilidad no lo sea tanto. Esto puede deberse a distintas circunstancias que probablemente puedan haberse combinado: existencia de más de una superficie, deformaciones tectónicas posteriores a la elaboración de la/las superficies (fracturas, basculamientos), desniveles previos importantes (existencia de un paleorrelieve) y evidentemente retoques erosivos posteriores.

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, como es el caso de los piedemontes situados al S de la Cordillera Septentrional y al N de la Central, en dirección al Valle del Yaque. Por tanto las morfologías que se generan en los pedimentos pueden ser de carácter erosivo o mixto como los glacis 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 morfogenético 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 los 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.

En esta Hoja, los glacis ocupan una gran extensión, casi toda la mitad oriental.

4.3. 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 definidas atendiendo a atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología.

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

4.3.1. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

4.3.1.1. Terrazas inferiores. Gravas, arenas y limos. Holoceno.

Se desarrollan en la cuenca del Yaque del Sur, que al igual que sus niveles altos y medios, están integradas por gravas polimícticas con cantos volcánicos y volcano-sedimentarios procedentes de la cordillera Central, con matriz arenosa de composición litarenítica y arcósica. En todos los casos están integradas por cantos redondeados de tamaños muy variables, con diámetros que pueden superar los 50 cm. Sus espesores, aunque muy variables, pueden aproximarse a 10 m.

4.3.1.2. Terrazas superiores. Gravas, arenas y limos. Pleistoceno.

Están muy bien representadas en la cuenca del Yaque. Son depósitos residuales con varias decenas de elevación respecto al lecho del río, constituidos por gravas cementadas? pudiéndose considerar conglomerados. Se encuentran descolgadas de la llanura aluvial mediante un escarpe.

4.3.1.3. Abanicos aluviales. Lutitas, arenas y gravas. Holoceno

Aparecen principalmente entre el borde meridional de la Cordillera Septentrional, suavizando el desnivel hacia el río Yaque del Norte o hacia el Licey. Están formados por materiales pertenecientes a la Cordillera Septentrional. En el caso del Yaque del Norte, los abanicos gradan a los depósitos de terraza baja.

Aunque su espesor no es visible en punto alguno, su valor máximo, de orden decamétrico, debe registrarse en la zona apical, disminuyendo progresivamente hacia las zonas distales. Se encuentran constituidos por materiales arrastrados en un curso torrencial, riera o barranco intermitente, con una distribución granulométrica decreciente desde el ápice hasta la base.

4.3.1.4. Llanuras de inundación y rellenos de meandro. Holoceno

La llanura de inundación del río Yaque está constituida por gravas polimícticas de cantos heterométricos cuyos diámetros suelen oscilar entre 5-10 cm, entre los que se intercalan niveles de arenas; en planta, aparece como una banda surcada por numerosas barras, de composición muy semejante, aunque de granulometría inferior, así como cauces y meandros abandonados que muestran un cierto contenido limoso. Al igual que ocurre con los fondos de valle y las terrazas, sus componentes tienen composición calcárea. El espesor

de todos estos depósitos es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, pero debe fluctuar entre 2 y 5 m. Se incluyen en el Holoceno.

4.3.1.5. Fondos de valle y terraza actual. Gravas, arenas y limos. Holoceno

Los fondos de valle están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas. Las gravas contienen cantos redondeados heterométricos, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro de 10-20 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda éste puede variar notablemente en función del curso en cuestión; en los de mayor envergadura podría alcanzar 5 m.

4.3.2. Formaciones gravitacionales

4.3.2.1. Coluviones. Cantos, arenas y lutitas. 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.

4.4. Formaciones poligénicas o de difícil adscripción

4.4.1. Formaciones poligénicas

4.4.1.1. Glacis. Limonitas, lutitas y conglomerados. Holoceno

Estas formaciones superficiales cubren extensas áreas con suave pendiente, salpicadas por frecuentes resaltes rocosos de sustrato total o parcialmente rodeados por la formación superficial, en el caso de los más antiguos. 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.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1. Hidrogeología

5.1.1. Climatología

La Hoja de Santiago se ubica principalmente al piedemonte meridional de la Cordillera Septentrional. Los principales datos climáticos de la zona están descritos en el capítulo Situación geográfica.

5.1.2. Hidrografía

El marco hidrográfico de la zona ha sido descrito en el capítulo de situación geográfica.

5.1.3. Descripción hidrogeológica

Las principales características hidrogeológicas de las unidades cartografiadas así que los acuíferos vinculados a las zonas de fallas principales, se describen del SO al NE

Las alternancias de areniscas, margas y calizas de la **Formación Jánico** (Oligoceno superior) presentan una permeabilidad media por porosidad intergranular. Esta permeabilidad es heterogénea y oscila entre alta en los niveles conglomeráticos a baja en las alternancias de margas y calizas arcillosas.

El **Conglomerado Bulla de la Formación Cercado** (Mioceno inferior) presenta una permeabilidad muy alta de porosidad intergranular en los conglomerados.

La parte conglomerática basal de la **Formación Cercado** (Mioceno medio-superior) o facies Baitoa (Cooke, 1920) constituye un acuífero de permeabilidad muy alta por porosidad intergranular con las mismas características que el Conglomerado Bulla con una porosidad más elevada debida a la clasificación homométrica de los cantos y la matriz menos abundante y más arenosa.

La parte media de la **Formación Cercado** (Mioceno medio-superior) constituye un acuífero de permeabilidad media por porosidad intergranular en las calizas bioturbadas y areniscas bioclásticas.

Las **Calizas de Ahuyamas**, unidad somital de la Formación Cercado (Mioceno medio y superior) se caracteriza por una permeabilidad alta por porosidad intergranular en las calizas bioclásticas bioturbadas. Esta permeabilidad puede ser localmente de tipo fracturación en las zonas carstificadas.

Las margas de cuencas de la **Formación Gurabo** (Plioceno inferior-medio) con intercalaciones de siltitas calcáreas constituyen una pantalla hidrogeológica de permeabilidad muy baja a baja en las zonas de fracturación de las margas.

La **Formación Mao** (Plioceno superior) conlleva tres unidades de permeabilidad alta a media

- Los conglomerados y areniscas de la base constituyen un acuífero de permeabilidad alta por porosidad intergranular. Son de alta extensión en el marco de la hoja. Constituyen unos acuíferos extensos de baja profundidad en la zona de la Noriega y Arroyo Hondo. En caso de precipitaciones importantes actúan como almacenaje tapón aliviando el flujo superficial hacia el Río Yaque en toda la parte meridional de la ciudad de Santiago. La presencia de este acuífero muy permeable en el sustrato de los vertederos de Cienfuegos- Rafey permite considerar la presencia de flujos subterráneos de los lixiviados de dichos vertederos al contacto con las margas de la Fm Gurabo infrayacente.
- Las areniscas finas a gruesas con intercalaciones de lutitas y arcillas son de permeabilidad media por porosidad intergranular en las areniscas finas y lutitas.
- La Unidad de Palo Amarillo son de permeabilidad alta por porosidad intergranular en las calizas arenosas y los conglomerados intercalados.

Los depósitos del **Cuaternario antiguo** (Pleistoceno) corresponde a las **arcillas endorreicas expansivas de la Unidad de Licey al Medio** con contenido importante de esméctitas constituyen una unidad hidrogeológica muy peculiar. Estas arcillas expansiva tienen un alto potencial de retención de agua en las partes expuestas a la meteorización constituyen también una cobertura impermeable por el contenido arcilloso debajo de los vertisuelos negros desarrollados en superficie. Los niveles de microconglomerados clastosoportados presentes en la base de estas arcillas constituyen un acuífero reducido (2 a 3m de potencia) de alta permeabilidad yaciendo encima de las margas de la formación

Gurabo. Este acuífero esta fuertemente explotado en las hojas vecinas de La Vega y San Francisco de Macorís

Las formaciones del **Cuaternario reciente** (Holoceno a Actual) constituidas de los deslizamientos de laderas, las terrazas altas y bajas, los coluviones, los glaciares aluviales y abanicos de baja pendiente se caracterizan por una permeabilidad alta homogénea por porosidad intergranular. Los depósitos aluviales de la llanura aluvial y de inundación y de los aluviones de fondo de valle se caracterizan por una permeabilidad alta por porosidad intergranular heterogénea por la presencia de niveles limono arcillosos intercalados

El **Cuaternario antrópico** correspondiendo a los basureros y vertederos de desechos sólidos posee una permeabilidad alta El acuífero esta frecuentemente conectado a los acuíferos del substrato de las arenas y conglomerados de la formación Mao en las canteras abandonadas.

Al norte de la Zona de Falla Septentrional (Dominio de la Cordillera septentrional) afloran las alternancias rítmicas turbidíticas de calcarenitas y arcillas margosas del Miembro La Pociguilla perteneciendo a la **Unidad Altamira-La Toca** (Oligoceno superior - Mioceno inferior). La permeabilidad media por porosidad intergranular es heterogénea según las facies constituyentes de las alternancias de calcarenitas y arcillas

la Formación La Toca - (Mioceno inferior a medio) constituida de alternancias rítmicas de margas y siltitas calcáreas se caracteriza por una permeabilidad baja en las alternancias de margas y siltitas calcáreas. El contraste de permeabilidad con la unidad infrayacente podría explicar en parte los deslizamientos frecuente que ocurren a lo largo del contacto de las dos unidades en la hoja y las hojas adyacentes (Manantiales, deslizamientos en masa o de talud de carretera)

Por encima de la Formación La Toca, **las Formaciones Villa Trina y Los Haitises** (Mioceno superior a Plioceno) estan constituidas de facies cuyas características hidrogeológicas son muy contrastadas.

La permeabilidad es muy alta para los conglomerados basales con porosidad intergranular, y baja a muy baja para las margas y calcarenitas de la Formación Villa Trina. Este conjunto está surmontado por la capa de calizas micríticas y arrecifales (Fm. Los Haitises) carstificada en superficie,. constituyendo un acuífero de alta permeabilidad por fracturación y

disolución. Este acuífero colgado en los relieves más altos de la cordillera. El contraste entre las facies impermeables de la formaciones la Toca y Villa Trina y los acuíferos de la Formación Los Haitises facilita los fenómenos de deslizamientos antiguos como actuales conocidos en Carlos Díaz y los Amaceyes).

La Falla de Río Grande (RGFZ)

Esta zona de falla marca el contacto entre la formación La Toca al Sur y las Formaciones Villa Trina y Los Haitises al Norte. Esta zona de falla constituye una zona de alta permeabilidad por fracturación que probablemente facilita las circulaciones de aguas subterráneas en los acuíferos de las formaciones Villa Trina y los Haitises al contacto con las facies impermeables de la Formación La Toca.

La "Mountain Front Fault Zone" (MFFZ)

La permeabilidad por facturación de esta zona de falla es muy alta.

Además, la falla conecta el acuífero del miembro Pociguilta de la Unidad Altamira-La Toca con la cobertura pleistocena de las Arcillas de Licey al Medio y el conglomerado basal

La Falla Septentrional (SFZ), parte activa

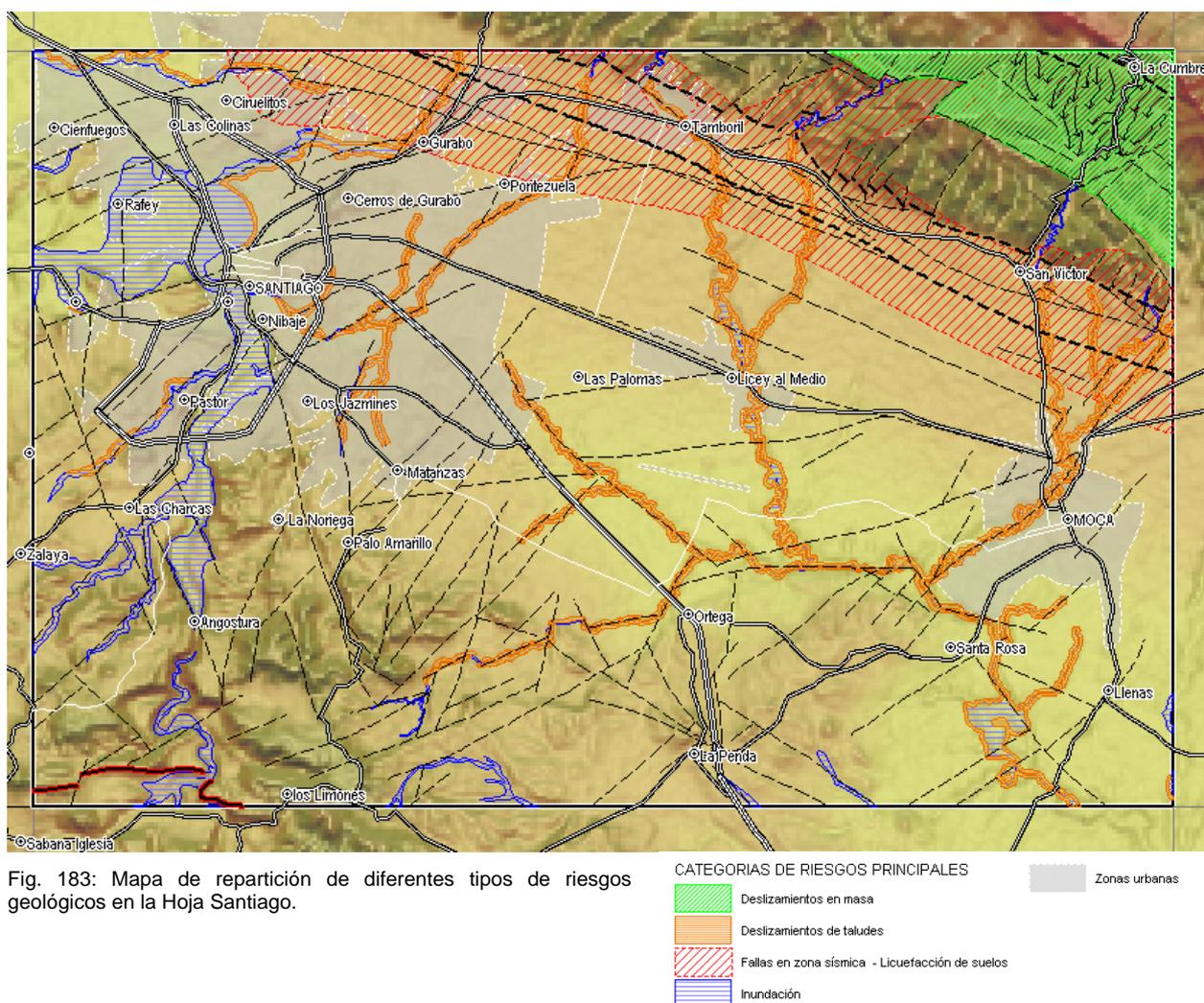
Las trazas de falla, deducidas de la geofísica (magnetismo, gradiente vertical), corresponden en superficie a las Arcillas expansivas de Licey al Medio, y se marcan por la presencia resurgencias y manantiales. La conexión de la zona de falla SFZ en con la falla MFFZ en profundidad constituye un zona de drenaje que puede favorecer la presencia de manantiales ligado a acuíferos conectados de la zona cordillerana.

5.2. Procesos activos susceptibles de riesgos naturales

Los principales riesgos geológicos potenciales presentes en la hoja son:

- riesgo de erosión hídrica
- riesgo de inundación
- riesgo de deslizamientos en masas
- riesgo de deslizamientos en masas
- riesgo sísmico y asociado

Un esquema de repartición de estos riesgos figura a continuación (Fig. 183).



5.2.1. Riesgo de erosión hídrica

El relieve del flanco meridional de la Cordillera Septentrional asociado a la litología peculiar de las formaciones la Toca, Villa Trina y Los Haitises favorece la erosión hídrica. Los deslizamientos, que removilizan cantidades importantes de material sin cohesión y el

contexto hidrogeológico muy peculiar, con acuíferos cársticos colgados en las zonas altas de la Cordillera (Calizas de la Formación Los Haitises) favorecen aún más la erosión.

Las incisiones de la red hidrográfica en la cobertura de las Arcillas de Licey al Medio asociadas al potencial de expansión de dichas arcillas provocan una erosión fuerte de estas arcillas blandas en las riberas de los arroyos, particularmente a lo largo de los ríos que nacen en la Cordillera (Río Licey, Río Moca, Arroyo Guazumal, Río Canca)

5.2.2. Riesgo de inundación

Los ríos Yaque del Norte y Licey representan los riesgos mayores de inundación en la Hoja de Santiago.

Las crecidas de Río Yaque y de sus afluentes (Arroyos Pastor, Zalaya, Babosico, Tabique, Hondo, Nibaje, La Noriega, Pontezuela y Nibaje) son peligrosa para la ciudad de Santiago. debido al encajamiento del cauce del Río Yaque, sin llanura de inundación al nivel del puente hermanos Patiño en Bella Vista. Las inundaciones ocurren en temporadas de tormentas tropicales de agosto a Noviembre. En 2007 las tormentas Olga y Noel provocaron una pluviosidad importante y continúa desde el 29 de octubre (Noel) al 12 de diciembre (Olga) en todo el Valle del Cibao. El 12 de diciembre el desagüe preventivo de la presa de Tavera en el cauce superior del Río Yaque provocó una inundación de toda la parte baja del cauce del Río Yaque, particularmente arriba del Puente Hermanos Patiño (Fig. 184; Fig. 185y Fig. 186). La urbanización de las cuencas de los tributarios del Río Yaque participa a aumentar la velocidad del flujo de aguas. La explotación intensiva y extensiva de las formaciones arenosas porosas de la Formación Mao en los sectores de Arroyo Hondo y La Noriega contribuyen a disminuir el potencial de retención de agua del substrato y exponen a la superficie las margas y siltitas de la Formación Gurabo que constituyen una pantalla impermeable favoreciendo el chorreo de aguas (Fig. 187).



Fig. 184: Riesgos de inundación Vista del Barrio Bella Vista inundado a 08H AM el 12 de diciembre 2007 desde el Puente Hermanos Patiño

foto de Prensa Lat.:19°44899/Long.: -70°70828



Fig. 185: Riesgos de inundación Vista de de la fuerte corriente del Río Yaque al estrechamiento del Valle al nivel del Puente Hermanos Patiño

Foto de Prensa 08H AM el 12 de diciembre 2007 Lat.:19°44899/Long.: -70°70828



Fig. 186: Riesgos de inundación Vista de la crecida del Río Yaque en el estrechamiento del valle en Bella Vista

Barrio Bella Vista a 08H AM el 12 de diciembre 2007)Foto de Prensa Lat.:19°44899/Long.: -70°70828



Fig. 187: Riesgos de inundación Vista del la inundación del Río Arriba del Puente Hermanos Patiño con las lomas de Arroyo Hondo y La Noriega al ultimo plano

Foto de Prensa 08H AM el 12 de diciembre 2007 punto Lat.:19°44899/Long.: -70°70828

Las inundaciones del Río Licye ocurren en temporada ciclónica, favorecidas por los deslizamientos importantes de las arcillas expansivas saturadas en agua, que tapan el curso del mismo río, provocando inundación y erosión fuerte de las riberas. Las inundaciones son de amplitud reducida, pero frecuentes a lo largo de la red hidrográfica encajonada en las arcillas de Licye al Medio y dañan a varias estructuras, como los puentes.

5.2.3. Riesgos de deslizamientos

5.2.3.1. Deslizamientos de laderas

En la parte Nororiental de la hoja existe un deslizamiento antiguo, ahora vegetalizado, que ocupa 7.8 km² de superficie (Fig. 188 a Fig. 190). Recientemente, el 11 de Febrero 2009, el

pueblo de Carlos Díaz en la hoja San Francisco Arriba, a 2 km al Norte del límite de la hoja fue destruido (Fig. 191y Fig. 192) por un deslizamiento..

Estos deslizamientos ocurren en un sector con varios factores de riesgos:

- pendiente fuerte en el flanco meridional de la Cordillera
- litologías con fuertes heterogeneidades hidrogeológicas: acuíferos cársticos colgados encima de formaciones arcillosas impermeables
- fallas activas: Río Grande (RGFZ) y Falla septentrional (SFZ).
- varios epicentros de sismos frecuentes subactuales, de magnitudes superior a 2.5

En la Hoja de Santiago se observan las cicatrices de despegues recientes y los movimientos actuales en los cuerpos deslizados, lo que indica que el material deslizada todavía no esta al equilibrio y se mantienen los riesgos de deslizamientos secundarios o nuevos deslizamientos en la parte superior.



Fig. 188: Riesgos de deslizamientos vista panorámica desde alto de los Pozos hacia el SE del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas

25PU9786 Lat.:19°49814/Long.: -70°5179



Fig. 189: Deslizamiento de laderas Falla actual activa en la carretera Moca La Cumbre
25PU9794 Lat.: 19.48406/Long.: -70°51271



Fig. 190: Deslizamiento de laderas Vista hacia el Noroeste de la parte oriental del deslizamiento de la Cumbre las Cabirimas con deslizamientos secundarios actuales.
25PU9825 Lat.: 19.47909/Long.: -70°50103



Fig. 191: Riesgos de deslizamientos Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 11 de Febrero 2009 en Carlos Díaz (foto de prensa Cosas del cibao.com)

25PU9703 Lat.:19°51756/Long.: -70°5645



Fig. 192: Riesgos de deslizamientos Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 12 de Febrero 2009 en Carlos Díaz (foto de prensa Cosas del Cibao .com)

25PU9703 Lat.:19°51756/Long.: -70°5645

5.2.3.2. Deslizamientos de taludes

Este tipo de deslizamiento se observa únicamente en las arcillas expansivas con alto contenido en esméctitas (hasta 60%) de la Unidad Licey al Medio. Ocurren a lo largo de la red hidrográfica en caso de encajonamiento del cauce superior a 15 m y cuando la saturación en agua las arcillas le confiere un comportamiento plástico. El lodo fluye lentamente hasta tapar el cauce y provoca inundaciones, aumentando la saturación de las arcillas. La red de carreteras con cortes de taludes y drenajes laterales participa a la saturación de las arcillas así que los drenajes de las aguas pluviales y las tuberías defectuosas de agua potable en varias urbanizaciones de Santiago.

La Fig. 193 y la Tabla 4 reflejan los puntos observados o conocidos de desordenes ligados a estos deslizamientos de taludes. En las Fig. 194; Fig. 199; Fig. 199 se entregan diversas ilustraciones de los desordenes ocurridos durante las tormentas Noel y Olga

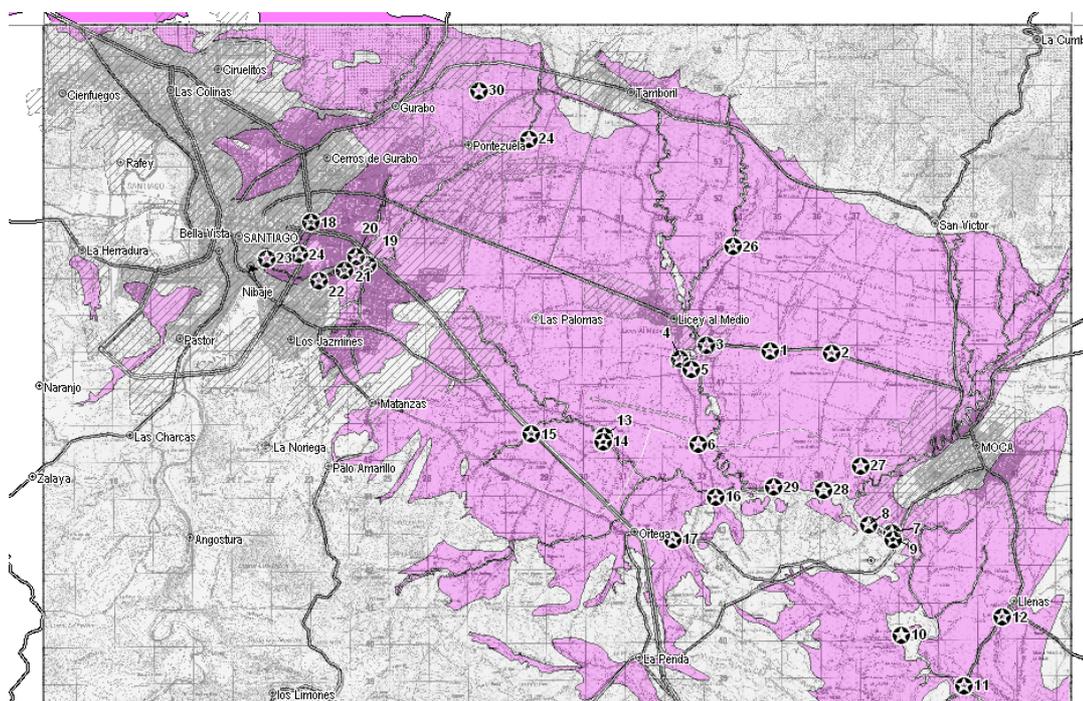


Fig. 193: Ubicación de los 30 sitios conocidos o observados de deslizamientos de taludes en la hoja de Santiago con los límites de la Unidad de Arcillas de Licey al Medio (rosado)

NUMERO	Ubicación y obras dañados	LONGITUDE (WGS 84)	LATITUDE (WGS 84)
1	Carretera Licey Moca	-70°57344	19.41979
2	San Francisco Abajo	-70°55867	19.41922
3	Licey Al Medio Este	-70°58898	19.42125
4	Licey Al Medio Escuela	-70°59545	19.41777
5	Licey Al Medio Sur	-70°59257	19.41517
6	Campos de Cruz de Isalguez	-70°59108	19.39687
7	Planta Macier Río Licey	-70°54401	19.37509
8	Valle del Río Licey en Santa Rosa	-70°54942	19.37714
9	Puente Moca la Penda	-70°54373	19.37341
10	Puente de Bonagua	-70°54161	19.35019
11	Puente Río Licey en carretera Moca La Vega	-70°52645	19.33781
12	Carretera Moca La Vega en Llenas	-70°51715	19.35451
13	Barrio San Antonio	-70°61347	19.39952
14	Puente San Antonio	-70°61364	19.39814
15	Autopista Duarte en El Jobo	-70°63151	19.39936
16	Talud Arroyo Colorado en La Javilla	-70°58687	19.38397
17	Puente Río Ortega	-70°59713	19.37352
18	Cinema Hollywood Av. Sadhala	-70°68525	19.45130
19	Barrio El Embrujado II - C	-70°67127	19.44092
20	Barrio El Embrujado II - A	-70°67423	19.44292
21	Barrio El Embrujado II - B	-70°67692	19.43962
22	Barrio San José La Mina	-70°68317	19.43699
23	Barrio Los Guandules - Nibaje	-70°69599	19.44232
24	Barrio Avenida Sadhala	-70°68802	19.44334

25	Circunvolución Norte de Santiago	-70°63229	19.47166
26	Arroyo la Quebrada	-70°58252	19.44538
27	Los Méndez - Barracón en Moca	-70°55147	19.39169
28	Riío Lacey en camino de Estancia Nueva	-70°56046	19.38564
29	La Jagua Arriba Puente	-70°57256	19.38647
30	Arroyo los Pérez en Pontezuela	-70°64426	19.48355

Tabla 4 Puntos observados o conocidos de desordenes ligados a los deslizamientos de taludes.



Fig. 194: Riesgos de deslizamientos Masa deslizada y destrucción del puente en la ribera derecha del Arroyo Colorado en San Antonio

(punto N° 14) Lat.:19°39813/Long.: -70°61364



Fig. 195: Riesgos de deslizamientos Masa deslizada el la ribera derecha del Arroyo Colorado en San Antonio

(punto N° 14) Lat.:19°39813/Long.: -70°61364



Fig. 196: Riesgos de deslizamientos - Deslizamientos en los Méndez el la ribera derecha del Arroyo Barracón en Moca

(punto N°27) Lat.:19°39813/Long.: -70°61364



Fig. 197: Riesgos de deslizamientos Talud deslizado en el poblado de San Antonio (Arroyo Colorado)

punto 13 Lat.:19°39952/Long.: -70°61347



Fig. 198: Riesgos de deslizamientos Puente Bonagua derrumbado con deslizamiento en la ribera opuesta

punto 10 Lat.:19°35081/Long.: -70°54117



Fig. 199: Riesgos de deslizamientos Deslizamiento de tamaño medio con importante daños a la carretera Moca La Vega

punto 11 Lat.:19°33769/Long.: -70°52648

5.2.4. Riesgo sísmico y asociado

Como ya se ha relatado en el capítulo Marco tectónico La Isla de la Española y particularmente el Valle del Cibao tienen una historia ligada a sismos fuertes (Fig. 200). De los principales sismos se destacan los siguientes que afectaron la zona de Santiago

El 2 de diciembre de 1562 un fuerte terremoto destruye totalmente las ciudades de Santiago, La Vega y Puerto Plata. En los años 1775 y 1783 Santiago fue otras veces destruida.

El 7 de Mayo de 1842 ocurre otro sismo de grado IX (escala MSK) en toda la isla, que destruye Santiago y Cabo Haitiano, provocando un maremoto en la costa del Norte.

El 29 de diciembre de 1897, otro sismo de grado IX (escala MSK) destruye partes de Santiago y Guayubín, y provoca deslizamientos en las montañas al Norte de Santiago.

El 4 de Agosto del año 1946 ocurre un sismo de magnitud 7.9 (Richter) en el Océano Atlántico, al nordeste de la ciudad de Nagua que produjo daños en toda la costa oriental del país, afectando hasta las ciudades de Moca y Santiago. Crónicas antiguas reportan un aumento del caudal del río Licey consecuente a este evento. Hubo daños estructurales en la ciudad de Moca.

El 22 de septiembre 2003 el sismo de Magnitud 6.5 (Richter) cuyo epicentro se ubicaba en Puerto Plata (Long.: -70°673 / Lat.:19°777) provoco daños en la zona urbana de Santiago. La ubicación de estos daños está indicada en la Fig. 201.

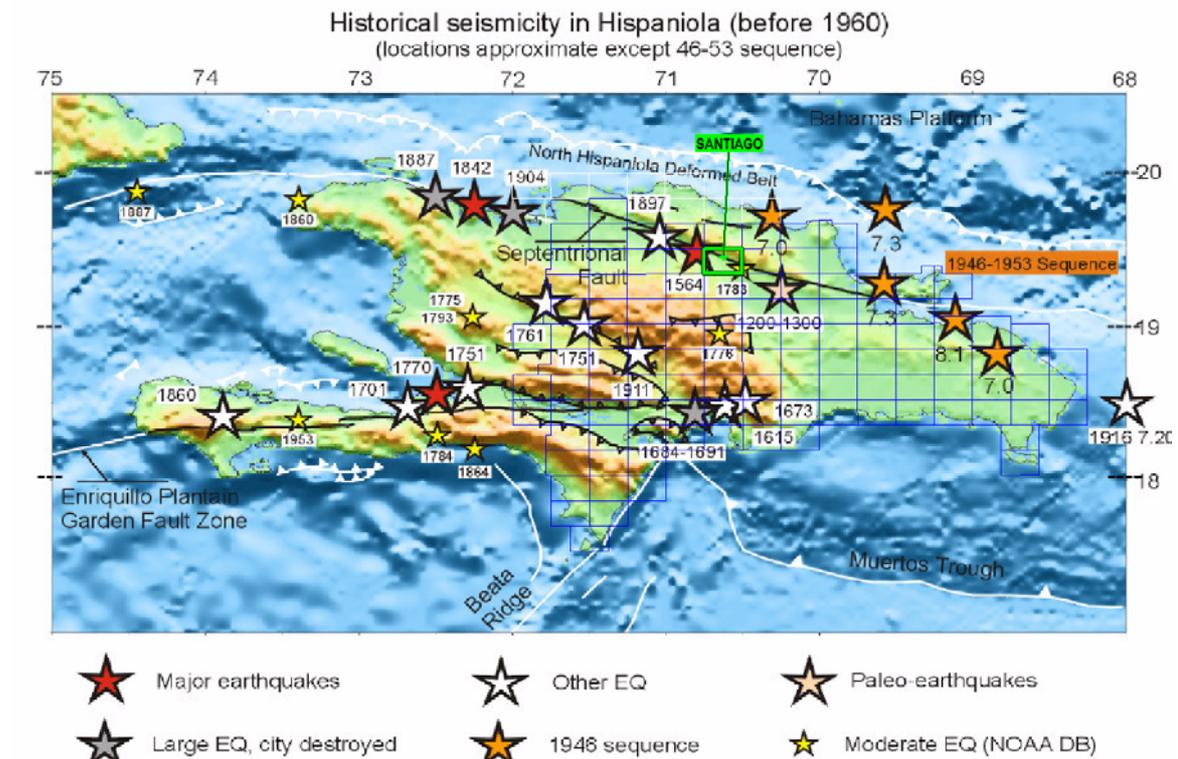


Fig. 200: Mapa de la Isla de la Española con los principales sismos históricos de la zona norte (Calais E – Terremotos en Republica dominicana – hechos científicos y recomendaciones para la seguridad contra los terremotos Codia meeting Santiago Dominican Republic October 18, 2003

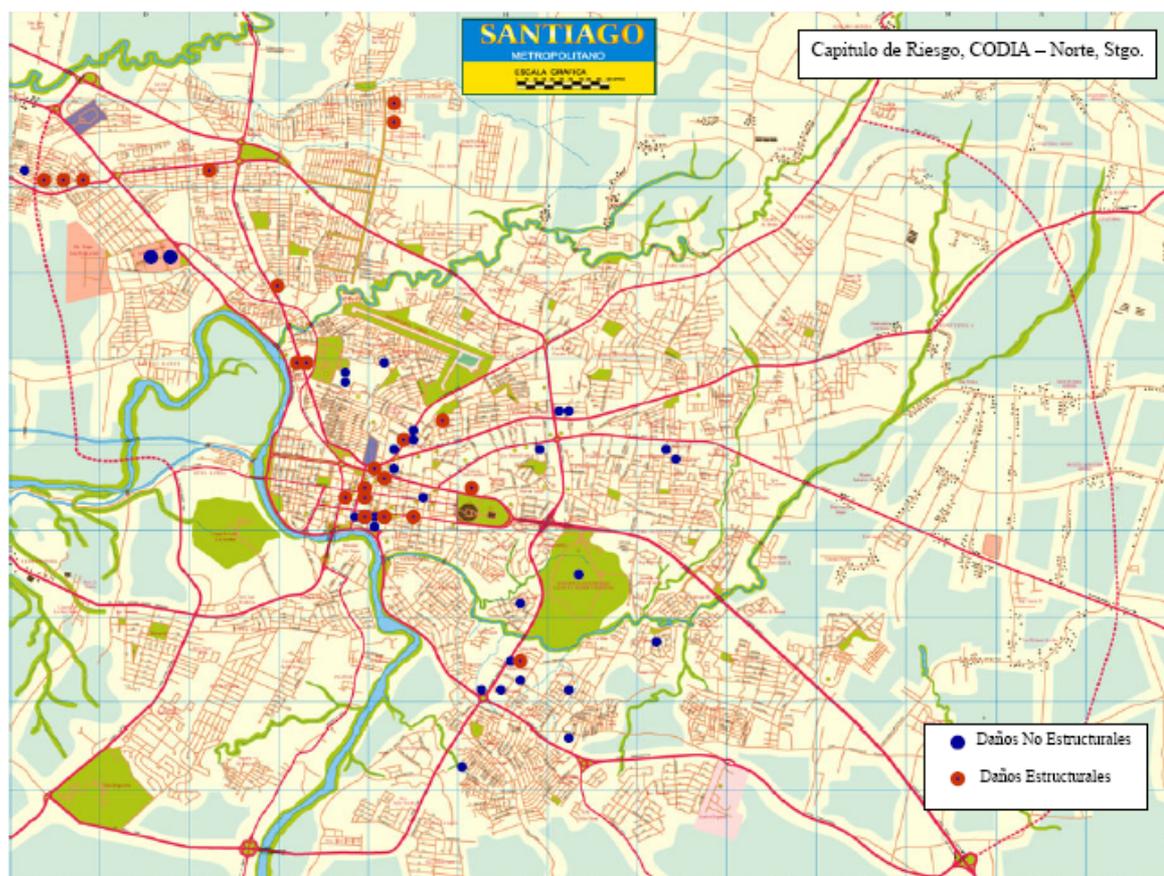


Fig. 201: Ubicación de los daños ocurridos en la zona urbana de Santiago según la evaluación post sismo de magnitud 6.5 del 22 de Septiembre 2003 – (Lecciones aprendidas capitulo de Riesgo – CODIA- Regional Norte Santiago R.D. octubre 2003)

Los sismos afectando Santiago y sus entornos se ubican principalmente al norte de la hoja, varios de ellos en el corredor de las fallas MFFZ y SFZ con profundidades estimadas de 95 a 64 km (Fig. 202). Existe un grupo de tres epicentros en el Sur inmediato de Moca con magnitudes entre 4.5 y 3.2, a profundidades de 23 a 83 km. Cabe señalar la presencia de un grupo de sismos en la Cordillera Septentrional, entre 5.3 y 4 de magnitud con epicentros entre 9 y 60 km de profundidad. Uno de ellos ocurrió el 14 de diciembre 2007 a 9 km de profundidad bajo el Pueblo de Carlos Díaz, destruido por un deslizamiento el 11 de febrero 2009. Sin que la relación sea directa, estos sismos participan tal como la topografía, el contexto litológico e hidrogeológico a la destabilización mecánica de varias zonas en las laderas de la Cordillera Septentrional.

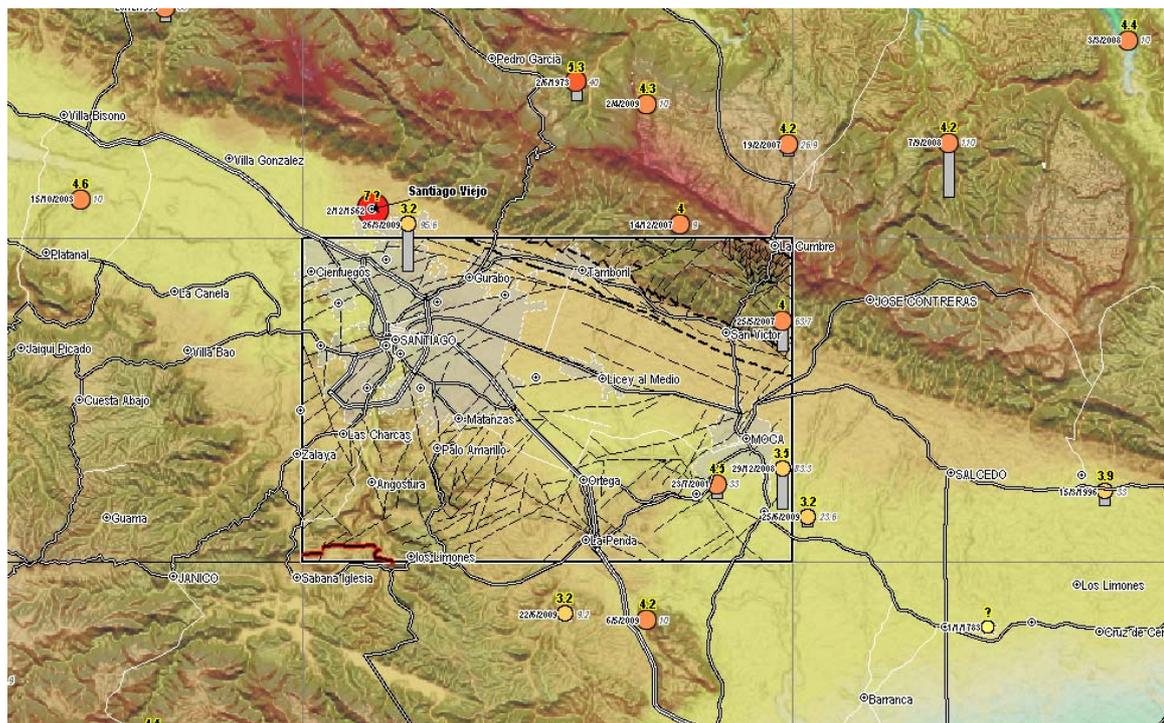


Fig. 202: Ubicación de los epicentros de los sismos recientes e históricos, en la hoja de Santiago y las hojas adyacentes con las fallas principales y el modelo numérico de Terreno (SRTM)

5.2.5. Conclusión

En conclusión, se presenta un esquema cartográfico de repartición de las diferentes categorías de riesgos geológicos de la hoja de Santiago. El riesgo sísmico queda el mas importante toda la hoja, y particularmente en las zonas de fallas activas que favorecen también los fenómenos de licuefacción de suelos así como en las zonas de llanuras de inundación.

5.3. Recursos minerales

En la Hoja de Santiago de los Caballeros los recursos minerales conocidas corresponden a materiales calcáreos o arenas y gravas para la construcción. La presencia de arcillas expansivas en el sector de Higüerito Ortega en el Sur de la hoja permite una actividad artesanal de tejuelas y ladrillos. Cabe señalar la presencia de un pozo de exploración de hidrocarburos en el sector de Licey al Medio.

Las ubicaciones y las características de estos indicios se reflejan en la Fig. 203

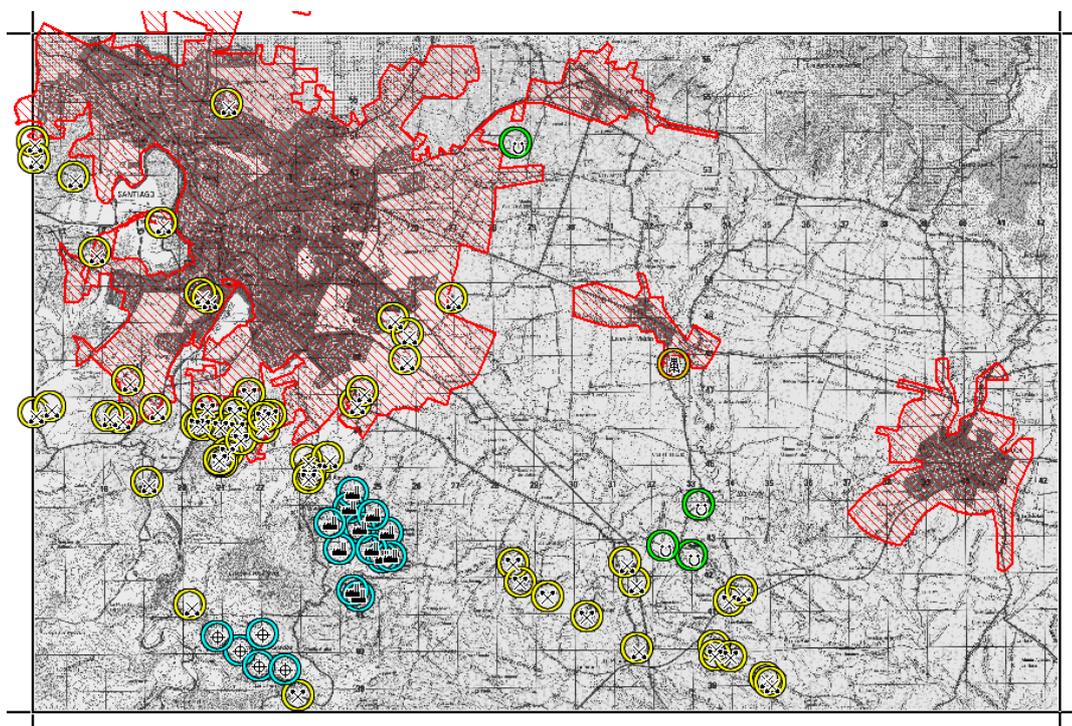


Fig. 203: Recursos minerales - Mapa de ubicación, tipos y características de los indicios de la hoja.



5.3.1. Materiales calcáreos y cementos.

Desde los años 60 la empresa Cemento Cibao explota una planta de cementos que valoriza las calizas con corales de Palo Amarillo y las lutitas y areniscas de la parte somital de la Formación Mao. La planta se ubica a Palo Amarillo, a 8.5 km al Sur de Santiago, donde se concentran las ocurrencias de calizas coralinas.

Para el futuro, Cemento Cibao tiene planteado la explotación de los niveles de Calizas de Ahuyamas, que afloran en la Loma los Melados y donde se realizó una serie de seis sondeos para definir el potencial de este sector.

5.3.2. Arcillas

Las Arcillas de Licey al Medio fueron explotadas tradicionalmente en el sector de Higüerito, Ortega y la Penda, en el Sur de la hoja. Debido al contenido alto en yeso y carbonatos que ocasionaba frecuentes explosiones a la cocción, los artesanos prefieren usar actualmente arcillas transportadas de la zona de Bonao. Así la actividad artesanal o familiar perdura con la producción de objetos de decoración o filtros purificadores de agua de bajo costo (Fig. 204). Los estudios espectrométricos de tres muestras de las arcillas revelan un alto contenido en esméctitas (50 a 23%) tal como en yeso y carbonatos. Datos más completos figuran en el capítulo de descripción de la Unidad de las Arcillas de Licey al Medio. Con análisis y estudios más detallados, esta Unidad podría constituir recursos importantes de arcillas expansivas por debajo de los vertisuelos negros asociados, que constituyen también los suelos más fértiles del país.



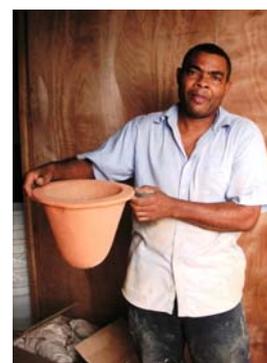
25PU9504



25PU9508



25PU9508



25PU9505

Fig. 204: Vista del secado de las arcillas y producción artesanal de objetos de decoración y purificación de agua, producidos en Higüerito

5.3.3. Arenas y gravas

La explotación de arenas y gravas del Río Yaque existe desde hace siglos. A su llegada en el valle del Cibao el río baja fuertemente de energía depositando importantes arenas y gravas. Debido al crecimiento de la ciudad de Santiago se explotaron los recursos de las terrazas bajas y altas del Río Yaque y las sedes de muchas empresas de fábricas de bloques se encuentran ubicadas en las canteras ahora agotadas. Actualmente la explotación de arenas y gravas se concentra en los niveles potentes de areniscas gruesas de la Formación Mao que bordean el Sur de la zona peri urbana de Santiago, en La Noriega y Arroyo Hondo (Fig. 205)



25PU9496 Lat.:19°34723/Long.: -70°58396



25PU9064 Lat.:19°39447/Long.: -70°70413

Fig. 205: Vista de las canteras artesanales de extracción de arenas y gravas de la Formación Mao, en Romero (25PU9496) y la Noriega (25PU9064)

5.3.4. Hidrocarburos

En los años sesenta, un pozo para hidrocarburos, denominado Lacey al Medio No.1, fue perforado hasta 3 666 m de profundidad, al SE de Lacey al medio, por la compañía H.S. Cole Jr. & Son. En el sitio, no se encuentran trazas de los trabajos y el corte geológico así como los resultados no son disponibles.

6. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO (L.I.G.)

Son todos aquellos lugares o puntos concretos con características peculiares relacionadas con la geología, especialmente los más útiles para reconocer, estudiar e interpretar la

historia geológica de la región, como formaciones rocosas, estructuras, yacimientos de minerales o fósiles; pero también paisajes y expresiones o datos de interés cultural, educativo o recreativo, en relación con el medio natural.

6.1. Relación de los L.I.G.

Los lugares de interés geológico están ubicados en la Fig. 206 y las características respectivas resumidas en la Fig. 207

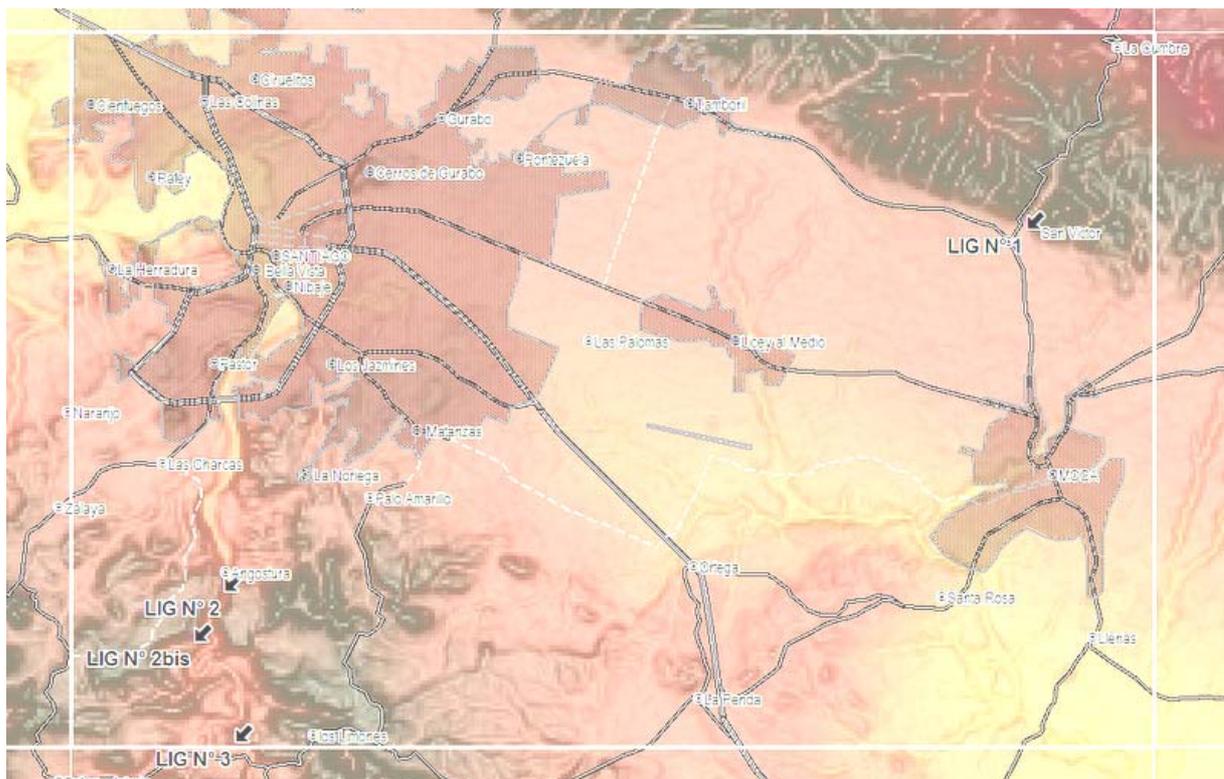


Fig. 206: Mapa de ubicación de los L.I.G. de la Hoja Santiago

N° de LIG	Lat. (°dec) WGS84	Long (°dec) WGS84	Provincia	Municipio	Paraje
1	19.45413	-70°52906	Espailat	Moca	San Víctor
2	19,36974	-70,71423	Santiago	Santiago de los Caballeros	La Barranca
2bis	19.35779	-70°72869	Santiago	Santiago de los Caballeros	La Barranca

Fig. 207: Situación y coordenadas de los L.I.G de la Hoja Santiago de Los Caballeros

6.2. Descripción de los Lugares

6.2.1. L.I.G.N° 1: Paso de Moca: Falla Septentrional (Mountain Front Fault Zone)

Se llega al LIG N°1 por la carretera principal hacia el Norte desde la Ciudad de Moca. A 2km se deja la carretera hacia Licey al Medio y Santiago a mano izquierda y se dirige hasta el Paso de Moca a 2 km. del cruce. Saliendo de Paso de Moca, A 800 m antes de entrar en San Víctor se dobla a mano derecha dirigiéndose en la carretera asfaltada hacia la Cumbre Jamao y Sabaneta de Yásica. Del cruce la carretera sube suavemente el piedemonte de la Cordillera (500 m) y se deja la carretera a mano izquierda para llegar por un camino de tierra al poblado que orla la ribera derecha del Río Moca (Fig. 208).

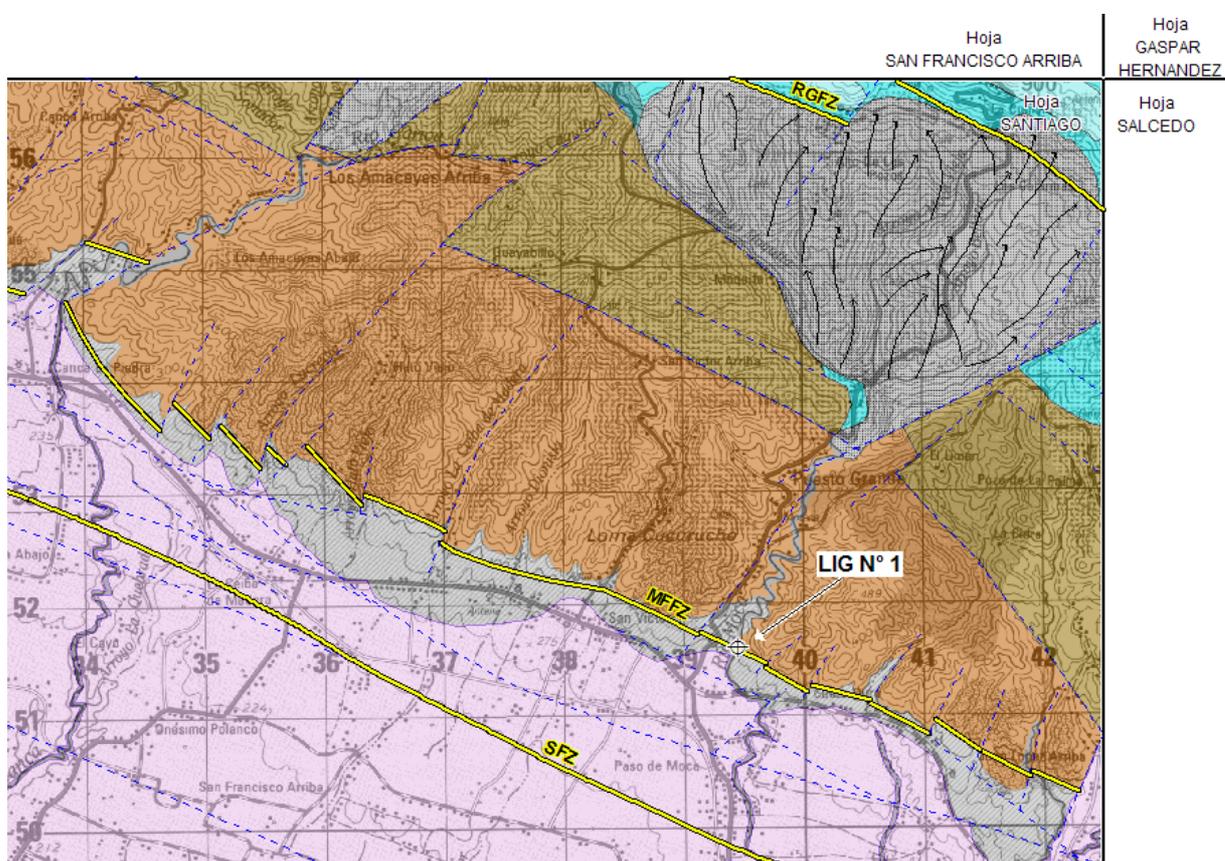


Fig. 208: Mapa de ubicación del LIG 1

Llegando al cauce del Río Moca aparecen unas alternancias de lutitas y calcareniscas dobladas y fracturadas (Fig. y Fig. 210). Subiendo río arriba se observan las mismas alternancias en capas sedimentarias paralelas monoclinales con buzamiento fuerte hacia el Este (Fig. 211 y Fig. 212). Desde el punto de llegada, bajando al sur en el cauce del Río, desaparecen las alternancias (Fig. 213) y las riberas están constituidas de un material

compacto arcilloso beige con la parte expuesta al aire muy plástica. Estas arcillas corresponden a las arcillas de la Unidad Licey Al Medio de edad Pleistocena. Son estas arcillas que aparecen en el tramo del Río Moca hasta La ciudad de Moca. En el llano hacia Moca están frecuentemente cubiertas de vertisuelos orgánicos de color negros que constituyen estos suelos característicos cubiertos de platanales de la zona entre Santiago y San Francisco de Macorís.

En las riberas, encima de estas arcillas, de manera discontinua, se observan niveles de cantos redondos de calizas beige-crema que constituyen las gravas aluviales del Río Moca. Al la escala del mapa, estas gravas asociadas a material más fino constituyen los abanicos de baja pendiente en el piedemonte de la cordillera que esconden la traza de la Falla Septentrional.

En unos puntos de la riberas se observa que estos niveles de cantos aluviales infrayaciendo a las arcillas, son discontinuos y están desplazados verticalmente por fallas de poca amplitud con movimiento de bajada hacia el Sur. Esto indica un movimiento muy reciente traduciendo una elevación relativa de la parte septentrional que corresponde a la Cordillera.

Regresando al punto de llegada se puede observar, en la parte alta encima de las alternancias plegadas estos mismos tipos de gravas aluviales subyacidos por suelos orgánicos negros (Fig. 210). Estos niveles están a una elevación superior de 20 m a los observados en la parte baja del Arroyo. Lo que traduce una fuerte elevación del bloque Norte. Esta elevación del bloque norte se marca por un contraste entre un cauce del río muy encajonado y erosivo hacia el Norte con una ausencia de depósitos aluviales en el cauce mismo y un cauce poco inclinado con depósitos de gravas en el lecho del Río en la parte baja de Punto

En conclusión en este punto se puede observar el cambio de Dominio entre Cordillera Septentrional y Valle del Cibao exponiendo el contacto entre las alternancias del Miembro Pociguilta de la Unidad Altamira-La Toca (Oligoceno superior - Mioceno inferior) y las arcillas pleistocenas de la Unidad Licey al Medio que rellenan el Valle del Cibao entre San Francisco de Macorís y Santiago.

Una faja de deformación dúctil de las alternancias al nivel de la Falla traduce una compresión fuerte y continua durante el movimiento, y una cierta profundidad para la formación de estos pliegues.

Una componente importante en falla inversa continua hasta el cuaternario con la elevación de depósitos cuaternarios en el Bloque Norte. Debido a la disposición vertical y la orientación Norte Sur del corte, no se puede apreciar los criterios de movimiento horizontal de la Falla.

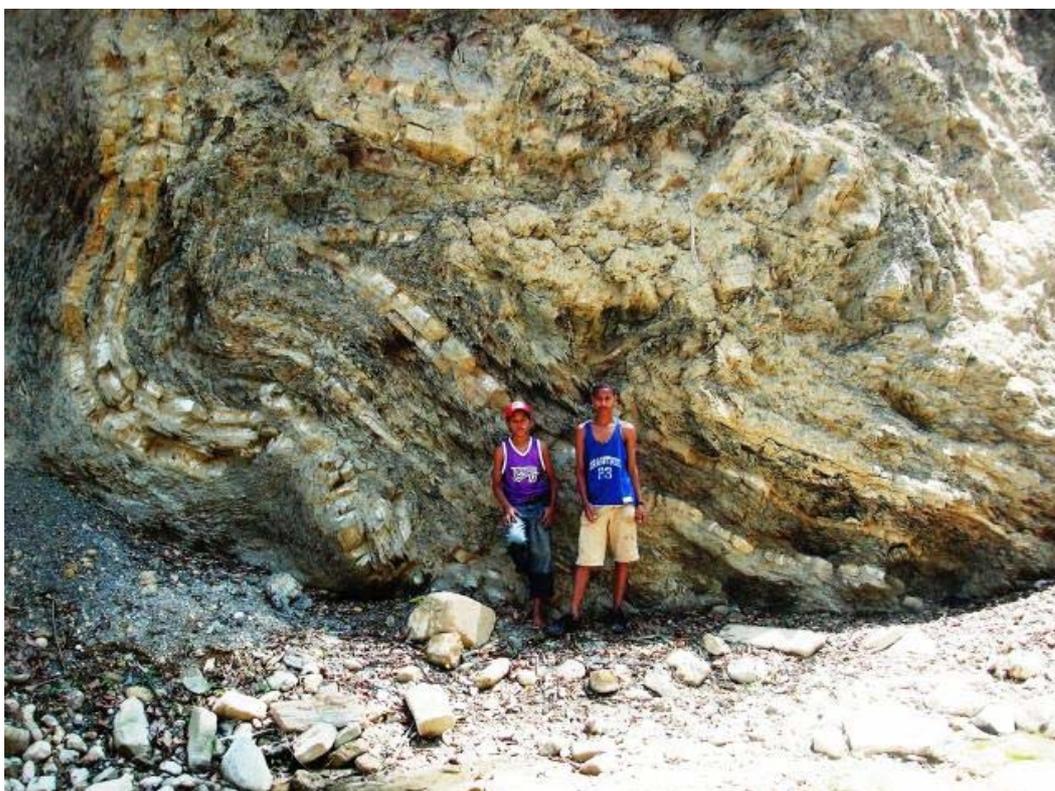


Fig. 209: LIG1 - Vista hacia el ESE de los pliegues asociados a la traza de la MFFZ en el Río Moca. MFFZ5) 25PU9737 Lat.: 19.45443/Long.: -70°52897

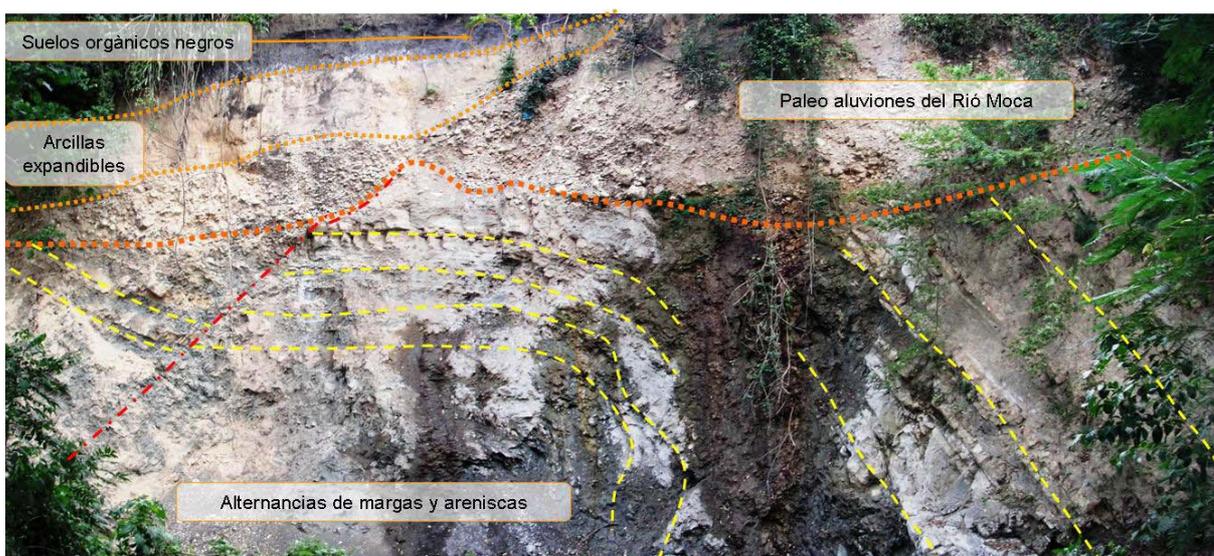


Fig. 210: LIG1 - Vista hacia el ESE de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira y de los paleosuelos, arcillas y paleo aluviones colgados del Río Moca. 25PU9737 Lat.: 19.45443/Long.: -70°52897



Fig. 211: LIG1 - Vista hacia el norte de la cuenca del Río Moca encajonada en las alternancias monoclinales de margas y areniscas de la Unidad Altamira en las inmediaciones septentrionales de la MFFZ. 25PU9735 Lat.: 19.45511/Long.: 70.52888



Fig. 212: LIG1 - Vista de las alternancias monoclinales de margas y areniscas en la ribera izquierda del Río Moca al Norte de la MFFZ. 25PU9735 Lat.: 19.45511/Long.: -70°52888



Fig. 213: LIG1 - Vista hacia el ONO de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira y de su contacto con los aluviones del Río Moca por una falla normal actual. 25PU9738 Lat.: 19.45413/Long.: -70°52906

6.2.2. L.I.G.N° 2 y 2bis: La Angostura: Afloramiento de calizas con alfombras de corales de la formación calizas de Ahuyamas (Mioceno superior).

Desde Santiago, se llega al punto saliendo la Avenida Sadhala en la circunvolución Sur de Santiago. Siguiendo la Avenida Sadhala hacia el Oeste se cruza el Puente sobre el Río Yaque para doblar inmediatamente después del puente rumbo a Jánico en la avenida Núñez de Cáceres. En esta carretera a Jánico, al lugar las Charcas se dobla a mano izquierda, pasando la Barranca a 1.5 km y llegando a la Boca a 4 km. En La Boca se dobla a mano izquierda bajando hasta el Río Yaque y siguiendo río arriba, para llegar al la planta eléctrica

a 1.75 km desde La Boca. Se necesita pedir permiso al puesto de guardia para entrar en el recinto de la planta.

El LIG se ubica en la plataforma de la planta eléctrica ubicada en la desembocadura del túnel de 9 km juntando la planta a la presa de Tavera. Esta planta está instalada en un angostura correspondiendo a un Cañon profundo del Río Yaque en las calizas coralinas de Ahuyamas (Fig. 214 y Fig. 215).

En los farallones del cañon que alcanzan 100 m de altura, se puede observar una sucesión de niveles horizontales decimétricos de calizas bioclásticas con corales, entre capas de margas con corales dispersos (Fig. 216 y Fig. 217). Resultan del crecimiento de “alfombras de coral” (coral carpets/biostromas de coral) sobre una llanura deltaica, con cambios en la llegada de siliciclásticos (arcillas/limos) proviniendo del Sur que hacen variar la cantidad de corales y la proporción de carbonato en el sedimento (Fig. 218 y Fig. 219).

Los depósitos arrecifales de esta formación se desarrollan sobre materiales deltaicos de la Formación Cercado y este contacto se puede observar de manera más clara en el LIG 2 Bis ubicado más al Sur en el Punto denominado Angostura arriba u Hoya del Cercado.

De la Angostura se regresa al cruce de La Boca con la pista hacia Jánico, y se sigue esta pista hacia el SO rumbo a La Loma La Furnia y Jánico. A 2.2 km se dobla a mano izquierda en un camino que baja al Río Yaque. El LIG2Bis se ubica en los farallones al Sur del Camino a una distancia de 500m desde el cruce arriba.

En camino la pista pasa por encima de una superficie calicheada (Lat.:19°36480 / Long.: -70,72778) y carstificada (Lat.: 19,36131/ Long.: -70,72951) encima de las calizas de Ahuyamas

En el LIG2Bis se observa un corte con el contacto entre el Miembro medio de la Formación Cercado y las Calizas de Ahuyamas. La Formación Cercado se presenta en areniscas finas calcáreas bioclásticas con lentes de conglomerados (Fig. 220). Encima, con un contacto erosivo, se desarrollan capas sucesivas de alfombras de corales de tipo Acropora. Existe en el sector un corte de J.B. Saunders que describe en detalle la misma sección (Fig. 221). En los entornos se puede observar varios niveles de bloques de corales constituidas de Acropora desmanteladas desde el farallón (Fig. 222). Bajando al Río Yaque y siguiendo

hacia la ribera hacia el Sur se llega a un pequeño balneario de donde se puede observar en la orilla el contacto de Las Calizas con la Formación Cercado (Fig. 223).



Fig. 214: LIG2 - Vista de las paredes del «cañón» de la Angostura (Planta eléctrica) con las acumulaciones de niveles de calizas con alfombras de corales - foto tomada en temporada de crecida del Río Yaque. (25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423)

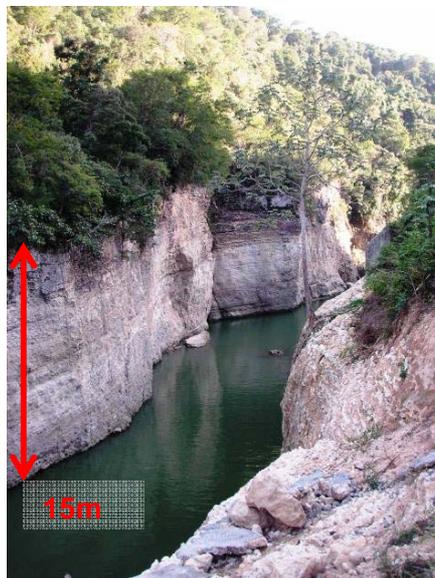


Fig. 215: LIG2 - Vista de las paredes del «cañón» de la Angostura en tiempo de aguas bajas. 25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423



Fig. 216: LIG2 - Detalle de acumulaciones de Acropora.
25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423



Fig. 217: LIG2 - Armazón de corales (*Porites* domina en este caso), con escaso sedimento terrígeno, que puede corresponder a una barrera externa de las «alfombras de coral»
25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423



Fig. 218: LIG2 - En la plataforma de la ribera izquierda bancos de calizas bioclásticas con corales, entre capas de margas con corales dispersos

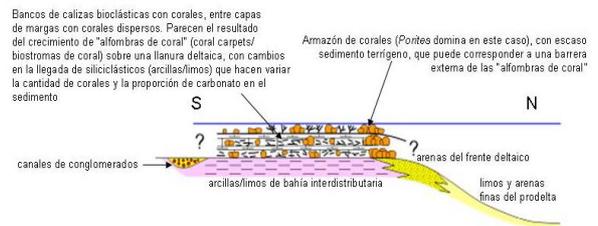


Fig. 219: LIG2 - Esquema de interpretación de los depósitos de las alfombras de corales (según J.C. Braga 2007)

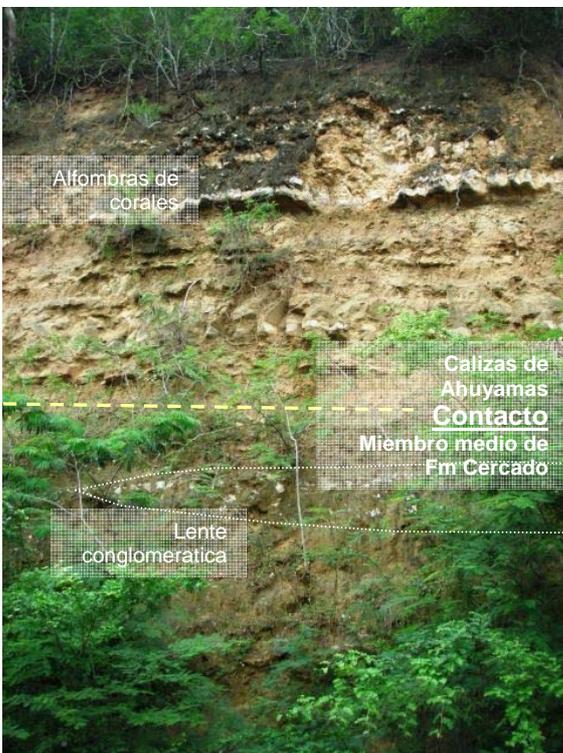


Fig. 220: LIG2bis- Base de las calizas en contacto con la Miembro medio de La Formación Cercado presentando lentes conglomeráticas.

25PU9035 Lat.:19°35779/Long.: -70°72869

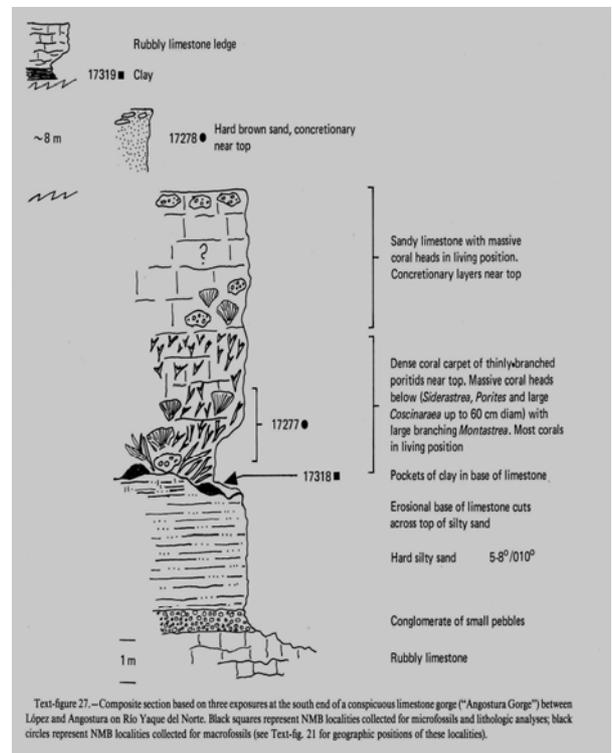


Fig. 221: LIG2bis- Sección detallada por Saunders (1986) del contacto entre las calizas de Ahuyamas y el Miembro medio de la Formación Cercado en la Angostura Arriba

Lat.:19°3572/Long.: -70°7302



Fig. 222: LIG2bis - Calizas de Ahuyamas - detalle de una alfombra de corales constituida de acumulación de corales ramosos.

25PU9034 Lat.:19°3572/Long.: -70°7302

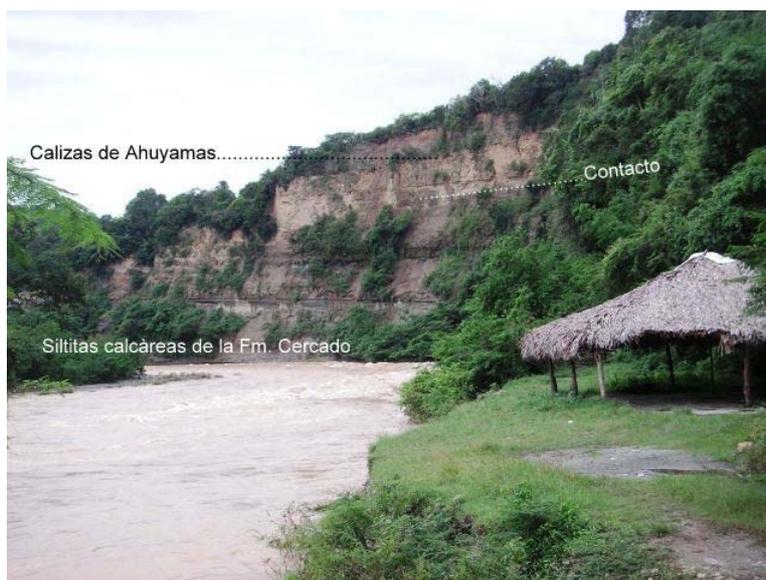


Fig. 223: LIG2bis - Vista del Contacto inferior de las Calizas encima de las siltitas calcáreas de la Formación Cercado desde el balneario .

25PU9039 Lat.:19°35259/Long.: -70°72305

6.2.3. L.I.G.N° 3: Baitoa –Boca de los Ríos: Discordancia entre el Oligoceno de la Formación Jánico y el Mioceno de la Formación Cercado

El LIG3 corresponde a la discordancia entre la formación Cercado del Mioceno Medio a Superior y la formación Jánico del Oligoceno superior.

Este punto se ubica al Oeste del Pueblo de Baitoa ubicado en la Hoja de La Vega, al límite Sur de la Hoja de Santiago.

Para llegar desde Santiago hay dos opciones en función del nivel de agua del Río Yaque del Norte.

En periodo de estiaje, por la Carretera Santiago-Matanza y Palo Amarillo, donde se ubica la planta de Cementos Cibao, se siguiendo la carretera sobre 10.5 km hacia Baitoa, ubicado en la Hoja La Vega. Desde el centro Baitoa se cruza el vado del el Río Yaque (0.5km) (Fig. 224 y Fig. 225) y en la curva del Río a 1 km de Baitoa en Los Corozos aparece La discordancia en el farallón a mano derecha



Fig. 224: LIG3 - Vista de las alternancias del a Fm. Jánico en La Baitoa y los daños relativos a la crecida del 12 de diciembre 2007

Lat.:19° 32819/Long.: -70°70844



Fig. 225: LIG3 - Vista del Río Yaque hacia el Norte al Nivel del vado de La Baitoa y los pilares del puente antiguo

Lat.:19° 32819/Long.: -70°70844

El otro trayecto posible en caso de crecida del Río Yaque, por la carretera Santiago, Sabana Iglesia y Baitoa siguiendo luego la carretera de la ribera derecha del Río Bao hasta La Zanja (3km) y los Corozos (4.7km). A este punto se puede observar en el farallón alto de 120 m (Fig. 226) de la ribera derecha del Río Yaque el contacto por discordancia angular de la Formación Jánico (Oligoceno superior) con la Formación Cercado (Mioceno medio) infrayacente (Fig. 227). El ángulo de la discordancia es de 20° con la Formación Cercado inclinada a 10° hacia el N y la Formación Jánico inclinada a 35° hacia el NE.



Fig. 226: LIG3 - Vista de la discordancia angular de la base de la Formación Cercado por encima de la Formación Jánico.

Nota: La muestra 17168 y 17170 se ubican al pie del farallón del primer plano.

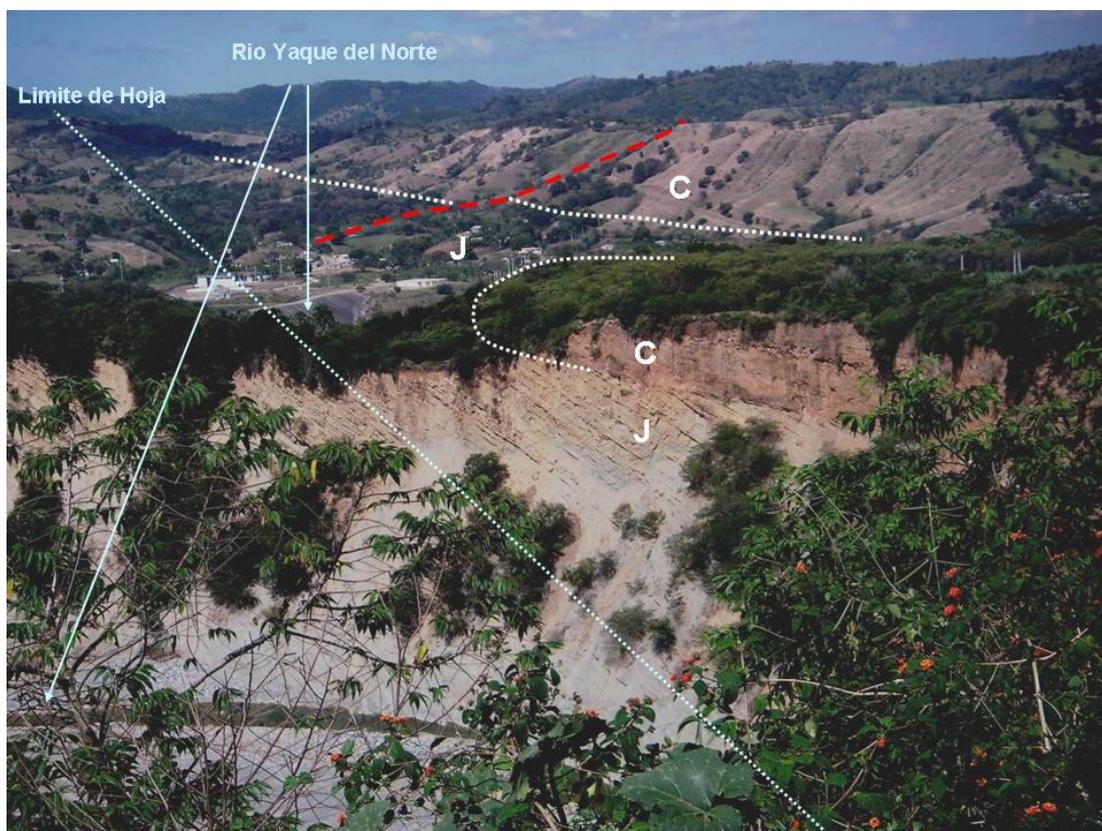


Fig. 227: LIG3 - Formación Jánico: Vista del contacto por discordancia entre la Formación Jánico y la Formación Cercado s.l. en Baitoa.

Formación Jánico (J)-Formación Cercado s.l. (C) en Baitoa y Boca de los Ríos al segundo plano. 25PU9847
Lat.:19°33471/Long.: -70°70922

La Formación Jánico está constituida de alternancias decimétricas rítmicas muy regulares de areniscas, margas siltíticas y calizas arcillosas (Fig. 228). El color es gris a marrón-beige cuando están meteorizadas. Localmente las areniscas pueden ser de grano grueso a conglomerático grueso y contener clastos centimétricos de margas finas.

Por encima de la discordancia afloran unos niveles conglomeráticos dominantes (Fig. 229) asociados, en otras localidades (Arroyo López), a numerosos cantos de corales y fragmentos dm de bivalvos y corales. La estratificación es discreta (10°NNE). Los cantos conglomeráticos dm son bien redondeados y mal clasificados, con localmente cantos de tonalita. La matriz es arenosa. Saunders indica unas formas de corales *Siderastrea* y *Coscinaraea* creciendo por encima de los niveles de cantos conglomeráticos y recubiertos por niveles de conglomerados con debris coralinos de la misma especie. Hacia el techo las capas son más nítidas, inclinada de 15° al NE.



Fig. 228: LIG3 - Vista de las alternancias dm rítmicas de margas siltíticas beige marrón y areniscas calcáreas finas de la formación Jánico.



Fig. 229: LIG3 - Conglomerado de la base de la Fm. Cercado con cantos muy redondos no arenizados heterométricos cm a dm en matriz gris verde arenoso arcillosa presencia de lentes de areniscas finas y siltita

25PU9848 Lat.: 19.33462 / Long.: -70°71162

25PU9850 Lat.: 19°33454/Long.: -70°71177

Los sectores de Baitoa - Boca de los Río Arroyo López fueron estudiados y muestreado para dataciones de macro y nanofosiles (Saunders 1986). Saunders describe el sitio con muchos detalles, esquemas y fotos en “Neogene Paleontology in the Northern Dominican Republic”

La Tabla 5 presenta los principales resultados de las dataciones de ambos lados de la discordancia. La edad de la formación Jánico es Oligoceno medio a final confirmada por varios resultados al Sur del límite de hoja. La muestra 17321 de Boca de los Ríos correspondiendo a clastos arcillosos del conglomerado da una edad más joven. Está ubicada a unos metros debajo de la discordancia.

Localidad	MUESTRAS	LONGITU D WGS 84	LATITUD WGS 84	EDAD	ZONA	COMENTARIOS
Baitoa	NMB 17168 /17170	- 70°70886	19.33386	Oligoceno medio a final	NP24	
Boca de los Ríos	NMB 17320/ 17321/ 17193	- 70°71157	19.33863	Límite Oligoceno Mioceno	NP25 top	Silty clay clast in conglomerates
López	NMB 17186 a 17190	- 70°71063	19.34684	Mioceno inferior a base de Mioceno		Parte superior de la discordancia Vokes:

				medio		burdigaliense
Arroyo López	NMB 17316/ 17317	- 70°71132	19.34841	Mioceno superior		Nivel D
La Angostura	corales	- 70°71825	19.35943	Mioceno basal a Mioceno medio basal		Con corales Coscinaraea quizás removilizados con tsunamitas

Tabla 5: LIG3 - Resultados y descripciones de las dataciones de macro y nanofosiles (Saunders 1986) en el sector de Baitoa.

En camino hacia Sabana Iglesia, a la confluencia de los Ríos Yaque Y Bao se puede observar la discordancia en varios sitios y ángulos (Fig. 230 a Fig. 232). También se puede admirar el valle superior del Río Yaque del Norte desde la cumbre del farallón donde pasa una carretera accesible por vehículos doble tracción desde la carretera de Baitoa-Boca de los Ríos (Fig. 233 y Fig. 234)



Fig. 230: LIG3 - Vista de la discordancia desde Los Corozos

punto 25PU9856 Lat.: 19.33132 / Long.: 70.71095



Fig. 231: LIG3 - Vista de la discordancia desde la Boca de los Ríos con la Loma de Los Limones al ultimo plano.

punto 25PU9856 Lat.: 19.33132 / Long.: 70.71095

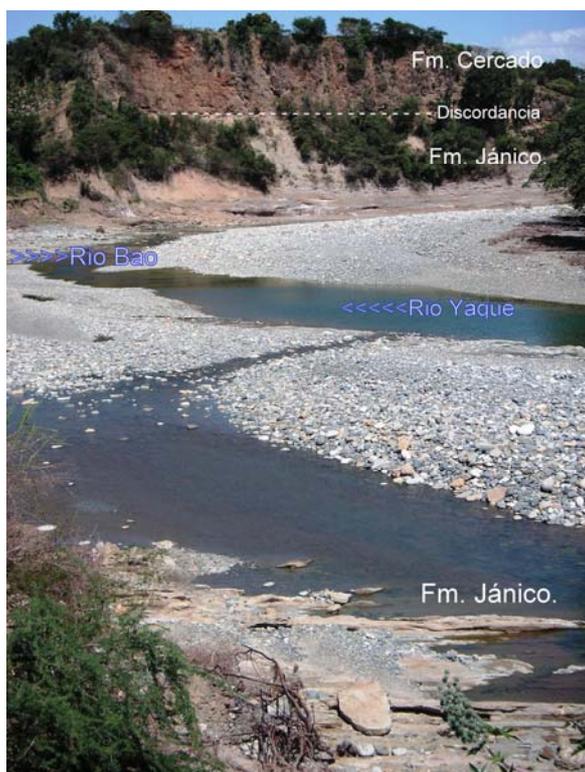


Fig. 232: LIG3 - Vista de la discordancia en la confluencia de los Ríos y Yaque.

punto 25PU9857 Lat.: 19.33671 / Long.: 70.71922

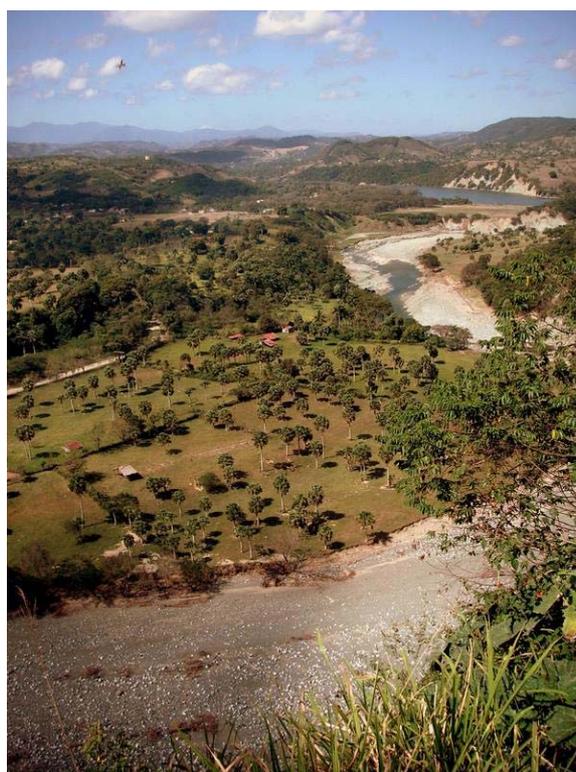


Fig. 233: LIG3 - Vista del cauce del Río Yaque hacia Boca de los Ríos desde el farallón de La Baitoa.

punto 25PU9847 Lat.: 19.33471 / Long.: -70°70922

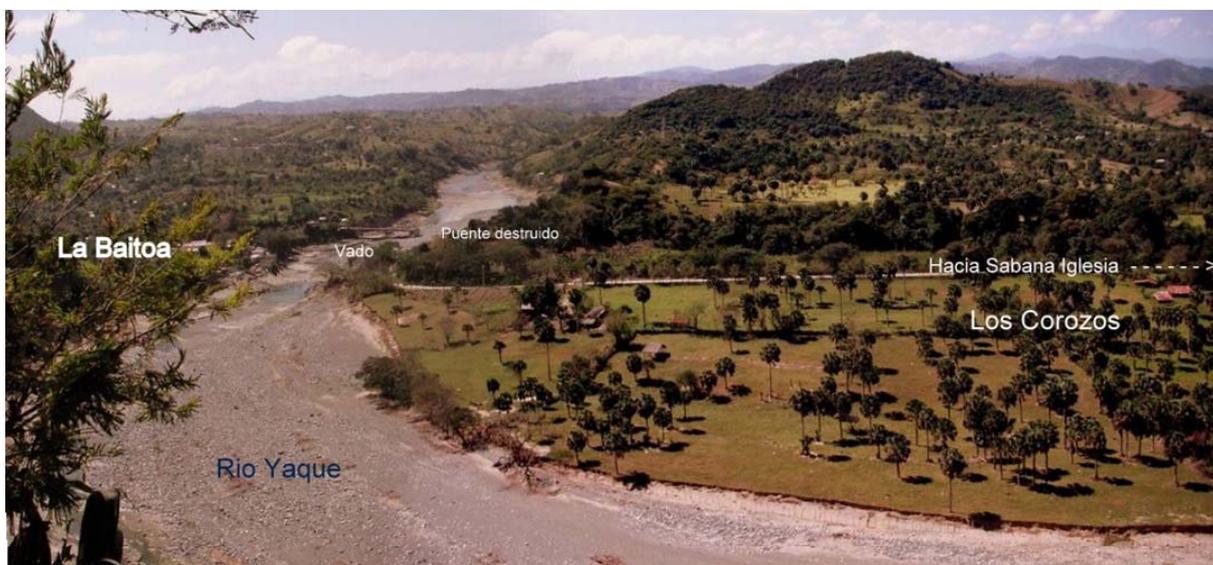


Fig. 234: LIG3 - Vista del cauce superior del Río Yaque con el puente destruido y el vado de Baitoa.

25PU9847 Lat.:19°33471/Long.: -70°70922

7. BIBLIOGRAFIA

Altamimi, Z., Sillard, P. & Boucher, C., 2002. ITRF2000: a new release of the international terrestrial reference frame for earth science applications, *J. geophys. Res.*, **107**, 2214, doi: 10.1029/2001JB000561.

Ave Lallemant, H.G. & Oldow, J.S., 2000. Active displacement partitioning and arc-parallel extension of the Aleutian volcanic arc based on Global Positioning System geodesy and kinematic analysis, *Geology*, **28**, 739– 742.

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.

BATTLE, O. F. & PENA L. R., 2003. Recopilación - Evaluación de los Datos Geológicos-Geotécnicos y Reconocimiento Geológico Superficial de la Zona Urbana de Santiago de los Caballeros Para La Preparación de Mapas de Amenazas Geológicas Sísmicas. *Ayuntamiento Municipal de Santiago*, 52, p. 1-52.

Beck, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction, *Tectonophysics*, **93**, 1–11.

BERMÚDEZ, P. J., 1949. Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laborator of Foraminiferal Research, Special Publication*, 25, p. 1-322.

Bernard, P. & Lambert, J., 1988. Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles: revision of the historical seismicity, *Bull. seism. Soc. Am.*, **78**, 1965–1983.

BOISSEAU, M., 1987. Le Flanc Nord-Est De La Cordillere Centrale Dominicaine (Española, 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.

Bowman, D., King, G. & Tapponnier, P., 2003. Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, *Science*, **300**, 1121– 1123.

BURKE, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 201-230.

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.

BYRNE, D. B., SUAREZ, G. & MCCANN, W. R., 1985. Muertos Trough subduction; microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature (London)*, 317, p. 420-421.

Byrne, D.B., Suarez, G. & McCann, W.R., 1985. Muertos Trough subduction–microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature*, **317**, 420–421.

Calais, E. & Mercier de Lepinay, B., 1991. From transtension to transpression along the northern margin of the Caribbean plate off Cuba: implications for the recent motion of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, **186**, 329–350.

CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B., 1995. Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Española (Windward Passage). *Marine Geophysical Researches*, **17**, p. 63-95.

Calais, E., Bethoux, N. & Mercier de Lepinay, B., 1992. From transcurrent faulting to frontal subduction: a seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, **11**, 114– 123.

Calais, E., Han, J.Y., DeMets, C. & Nocquet, J.M., 2006. Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements, *J. geophys. Res.*, **111**, B06402, doi:10.1029/2005JB004253.

Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lepinay, B. & Mann, P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1856–1859.

Calais, E., Perrot, J. & Mercier de Lepinay, B., 1998. Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Española, in *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, Vol. 326, pp. 125–142, eds Dolan, J.F. & Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Capitulo de Riesgo CODIA- Regional Norte Santiago., Octubre 16 2003 Evaluación post sismo Magnitud de 6.5 Escala de Richter ocurrido en la Republica Dominicana el 22 de Septiembre del 2003 – Lecciones aprendidas 71, p. 1-71.

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.

Chemenda, A., Lallemand, S. & Bokun, A., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modeling, *J. geophys. Res.*, **105**, 5567–5581.

Christeson, G.L., Bangs, N.L. & Shipley, T.H., 2003. Deep structure of an island arc backstop, Lesser Antilles subduction zone, *J. geophys. Res.*, **104**, doi:10.1029/2002JB002243.

Cloos, M., 1992. Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities - A physical model for seismic rupture, *Geology*, **20**, 601–604.

COLEMAN, A. J. & WINSLOW, M. A., 2002. Tertiary tectonics of the Española 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. & 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 Española. Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 265-279.

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1999. Cenozoic El Mamey Group of northern Española; 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.

DE ZOETEN, R., 1988. Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Dissertation

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.

DeMets, C. & Wiggins-Grandison, M., 2007. Deformation of Jamaica and motion of the Gonave microplate from GPS and seismic data, *Geophys. J. Int.*, **168**, 362–378.

DeMets, C., 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4043–4046.

DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E. & Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean- North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 437–440.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. & 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.

Dieterich, J.H., 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stickslip, *Pure appl. Geophys.*, **116**, 4–5.

Dillon, W.P., Austin, J.A., Scanlon, K.M., Edgar, N.T. & Parson, L.M., 1992. Accretionary margin of north-western Española: morphology, structure, and development of the northern Caribbean plate boundary, *Mar. Petrol. Geol.*, **9**, 70–92.

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.

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

Dolan, J.F. & Bowman, D.D., 2004. Tectonic and seismologic setting of the 22 September 2003, Puerto Plata, Dominican Republic earthquake: implications for earthquake hazard in northern Española, *Seism. Res. Lett.*, **75**, 587–597.

Dolan, J.F. & Wald, D.J., 1998. The 1943–1953 north-central Caribbean earthquakes: active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions, in *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, Vol. 326, pp. 143–170, eds Dolan, J.F. & Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Dolan, J.F., Mullins, H.T. & Wald, D.J., 1998. Active tectonics of the northcentral Caribbean: oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs, in *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, Vol. 326, pp. 1–62, eds Dolan, J.F. & Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

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. & 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 Española. *Special Paper - Geological Society of America*, 262,

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

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

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.

Ducoudray, Félix Servio, 1924 -1989 La naturaleza dominicana : artículos publicados en el suplemento sabatino del periódico El Caribe, 1978-1989 / Félix Servio Ducoudray; editores Arístides Incháustegui, Blanca Colección Centenario Grupo León Jimenes, 2006.

EBERLE, W. & MOLLAT, H., 1991. Mapa geológico de la Republica Dominicana a escala 1: 250.000. Santo Domingo, Republica Dominicana, Servicio Geológico Nacional.

EDGAR, N. T., 1991. Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Española. *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 Española: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *Journal of Geology*, 106, p. 473-494.

ESCUDE R 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 R 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.

Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific, *J. geophys. Res.*, **77**, 4432–4460.

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.

Grindlay, N.R., Abrams, L.J., Del Greco, L. & Mann, P., 2005a. Toward an integrated understanding of Holocene fault activity in western Puerto Rico: constraints from high-resolution seismic and sidescan sonar data, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 139–160, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Grindlay, N.R., Mann, P., Dolan, J.F. & van Gestel, J.P., 2005b. Neotectonics and subsidence of the northern Puerto Rico-Virgin Islands margin in response to the oblique subduction of high-standing ridges, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 31–60, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Grindlay, N.R., Mann, P.s. & Dolan, J., 1997. Researchers investigate submarine faults north of Puerto Rico, *Eos (Transactions)*, **78**, 404p.

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

Harper E.M. and Morton B 2004 Tube construction in the watering pot shell *Brechites Vaginiferus* (Bivalvia; Anomalodesmata; Clavagelloidea) *Acta Zoologica* (Stockholm) 85: 149–161 (July 2004)

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, Quaterly 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.

Huerfano, V., von Hillebrandt-Andrade, C. & Bez-Sanchez, G., 2005. Microseismic activity reveals two stress regimes in southwestern Puerto Rico, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 81–101, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

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.

Hyndman, R.D. & Wang, K.J., 1993. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone, *J. geophys. Res.*, **98**, 2039–2060.

Jansma, P.E. & Mattioli, G.S., 2005. GPS results from Puerto Rico and the Virgin Islands: constraints on tectonic setting and rates of active faulting, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 13–30, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Lopez, A., DeMets, C., Dixon, T.H., Mann, P. & Calais, E., 2000. Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy, *Tectonics*, **19**, 1021– 1037.

Jany, I., Mauffret, A., Bouysse, P., Mascle, A., Mercier de Lepinay, B., Renard, V. & Stephan, J.F., 1987. Relevé bathymétrique Seabeam et tectonique en décrochement au sud des Iles Vierges [Nord-Est Caraïbes], *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**(Ser. II), 527–532.

Jany, I., Scanlon, K.M. & Mauffret, A., 1990. Geological interpretation of combined Seabeam, GLORIA and seismic data from Anegada Passage (Virgin Islands, North Caribbean), *Mar. Geophys. Res.*, **12**, 173– 196.

Jarrard, R.D., 1986. Relations among subduction parameters, *J. geophys. Res.*, **24**, 217– 284.

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

Kanamori, H., 1983. Global Seismicity, in *Earthquakes: Observation, theory and interpretation*, eds Kanamori, H. & Bosch, E., pp. 597, North Holland, New York.

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 Española. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 173-185.

La Femina, P.C., Dixon, T.H. & Strauch, W., 2002. Bookshelf faulting in Nicaragua, *Geology*, **30**, 751–754.

LaForge, R.C. & McCann, W.R., 2005. A seismic source model for Puerto Rico, for use in probabilistic ground motion hazard analyses, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 223–248, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

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.

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 Barbuico deposits. En: Sherlock R., Barsch R. and Logan A. eds. VMS deposits of Latin America, Geological Society of Canada Special Publication. p. 223-249.

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.

Lopez, A.M., Stein, S., Dixon, T., Sella, G., Calais, E., Jansma, P., Weber, J. & LaFemina, P., 2006. Is there a northern Lesser Antilles forearc block? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2005GL025293. Mann, P. & Burke, K., 1984. Neotectonics of the Caribbean, *Rev. Geophys.*, **22**, 309–362.

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., Calais, E., Ruegg, J.C., DeMets, C., Jansma, P.E. & Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, *Tectonics*, **21**, 1057–1082.

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

Mann, P., Grindlay, N.R. & Dolan, J.F., 1999. Penrose conference report: subduction to strike-slip transition on plate boundaries, *GSA Today*, **9**, 14–16.

Mann, P., Hippolyte, J.C., Grindlay, N.R. & Abrams, L.J., 2005a. Neotectonics of southern Puerto Rico and its offshore margin, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 173–214, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

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 Española. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 367-389.

Mann, P., Prentice, C.S., Burr, G., Pea, L.R. & Taylor, F.W., 1998. Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, *Bull. seism. Soc. Am.*, **103**, 144–154.

Mann, P., Prentice, C.S., Hippolyte, J.C., Grindlay, N.R., Abrams, L.J. & La-Davila, D., 2005b. Reconnaissance study of Late Quaternary faulting along Cerro Goden fault zone, western Puerto Rico, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 115–138, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

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. time dependent variations in source properties of repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3095–3098.

Masson, D. & Scanlon, K., 1991. The Neotectonic setting of Puerto Rico, Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P. & Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *J. geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/001JB000308.

MASSON, D. G. & SCANLON, K. M., 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154.

Mauffret, A. & Leroy, S., 1999. Neogene intraplate deformation of the Caribbean plate at the Beata Ridge, in *Caribbean Basins*, Vol. 4: Sedimentary Basins of the World, pp. 667–669, ed. Mann, P., Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands.

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.
- McCaffrey, R.**, 1991. Slip vectors and stretching of the Sumatra fore arc, *Geology*, **19**, 881–884.
- McCaffrey, R.**, 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation, *J. geophys. Res.*, **97**, 11 953–11 966.
- McCaffrey, R.**, 1993. On the role of the upper plate in great subduction zone earthquakes, *J. geophys. Res.*, **98**, 11953–11966.
- McCaffrey, R.**, 2002. Crustal block rotations and plate coupling, in *Plate Boundary Zones*, Vol. 30: Geodynamics series, pp. 101–122, eds Stein, S. & Freymueller, J.T., American Geophysical Union.
- McCaffrey, R.**, 2005. Block kinematics of the Pacific-North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data, *J. geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/ 2004JB003307.
- McCann, W.R. & Sykes, L.R.**, 1984. Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean, *J. geophys. Res.*, **89**, 4493–4519.
- 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.
- Molnar, P. & Sykes, L.R.**, 1969. Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Bull. seism. Soc. Am.*, **80**, 1639–1684.
- NAGLE, F., PACHER, H.C. & ANTONINI, G.A.**, 1979. Española Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle, (Eds.), Miami Geological Society,
- Okada, Y.**, 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. seism. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040.
- 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. Española; 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. & HERNAIZ HUERTA, P. P., 2002. Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean Plate, Dominican Republic - Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 77-78.

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

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

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)

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.

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

Pollitz, F.F. & Dixon, T.H., 1998. GPS measurements across the northern Caribbean plate boundary zone: impact of postseismic relaxation following historic earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2233-2236.

Prawirodirdjo, L. et al., 1997. Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2601-2604.

Prentice, C.S., Mann, P., Pea, L.R. & Burr, G., 2003. Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, *J. geophys. Res.*, 108, doi:10.129/2001JB000442.

Prentice, C.S., Mann, P., Taylor, F.W., Burr, G. & Valastro, S., 1993. Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic, *Geology*, 21, 49-52.

Rabinowicz, E., 1951. The nature of the static and kinetic coefficients of friction, *J. appl. Phys.*, **22**, 131–135.

Rabinowicz, E., 1958. The intrinsic variables affecting the stick-slip process, in *Proceedings of the Physical Society*, **71**, 668–675, doi: 10.1088/0370-1328/71/4/316.

Ramirez W.R, Johnson C.C, Martinez M, Torres M.C, Ortiz V. Strontium isotope stratigraphy from *Kuphus incrassatus*, Cretaceous limestones, Puerto Rico. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 2006;38:90.

RAMÍREZ, Wilson R.1, et al STRONTIUM ISOTOPE STRATIGRAPHY FROM KUPHUS INCRASSATUS, CENOZOIC LIMESTONES, PUERTO RICO ., University of Puerto Rico, Mayaguez, P.O. Box 9017, Mayaguez, PR 0068

Rice, J.R., 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault, in *Fault mechanics and transport properties of rocks; a festschrift in honor of W.F. Brace*, eds Evans, B. & Wong, T., Academic Press, San Diego, CA, USA, pp. 475–503.

Ruff, L. & Kanamori, H., 1980. Seismicity and the subduction process, *Phys. Earth planet. Inter.*, **23**, 240–252.

Ruff, L. & Kanamori, H., 1983. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones, *Tectonophysics*, **99**, 99–117.

Ruff, L.J., 1989. Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones?, *Pure appl. Geophys.*, **129**, 263–282.

Russo, R.M. & Villasenor, A., 1995. The 1946 Española earthquakes and the tectonics of the North America-Caribbean plate boundary zone, northeastern Española, *J. geophys. Res.*, **100**, 6265–6280.

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.

Savage, J.C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. geophys. Res.*, **88**, 4984–4996.

SAVAZZI ENRICO Adaptations to tube dwelling in the Bivalvia Lethaia
Volume 15, Issue 3 , Pages275 - 2971982 The Lethaia Foundation

Scholz, C.H. & Campos, J., 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *J. geophys. Res.*, **100**, 22 103– 22 115.

Scholz, C.H. & Small, C., 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling, *Geology*, **25**, 487–490.

Scholz, C.H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 439 pp, Cambridge Univ. Press, New York.

Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd edn, p. 496, Cambridge University Press, Cambridge.

Speed, R.C. & Larue, D.K., 1991. Extension and transtension in the plate boundary zone of the northeastern Caribbean, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 573–576.

Stein, S., Engeln, J.F. & Wiens, D.A., 1982. Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles arc, *J. geophys. Res.*, **87**, 8642–8664.

Tanner, J.G. & Shepherd, J.B., 1997. Project catalogue and Seismic hazard maps, seismic hazard in Latin America and the Caribbean, *Panamerican Inst. Geographys. History*, **1**, 143p.

Ten Brink, U. & Lin, J., 2004. Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: modeling and application to the northern Caribbean plate boundary, *J. geophys. Res.*, **109**, 12 310–12 324, doi:10.1029/2004JB003031.

Ten Brink, U., Danforth, W., Pollonini, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E. & Uozumi, T., 2004. New seafloor map of the Puerto Rico Trench helps assess earthquake and tsunami hazards, *Eos (Transactions)*, **85**, 349–360.

Van Gestel, J.P., Mann, P., Dolan, J.F. & Grindlay, N.R., 1998. Structure and tectonics of the upper Cenozoic Puerto Rico-Virgin Islands carbonate platform as determined from seismic reflection studies, *J. geophys. Res.*, **103**, 30,505–30,530.

Wallace, L.M., McCaffrey, R., Beavan, J. & Ellis, S., 2005. Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction, *Geology*, **33**, 857–860.

Wells, D.L. & Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**, 974–1002.

8. ILUSTRACIONES

<i>Fig. 1: Ubicación de la Hoja Santiago de los Caballeros (6074-II) con las hojas adyacentes</i>	15
<i>Fig. 2: Ubicación de la Hoja Santiago de los Caballeros (6074-II) en el marco administrativo nacional</i>	17
<i>Fig. 3: Morfología de la Hoja Santiago de los Caballeros (6074-II) con red de accesos, drenajes y zonas urbanas.</i>	17
<i>Fig. 4: Vista de la ciudad de Santiago en el Valle del Cibao con el Pico Duarte de la Cordillera central al ultimo plano (Foto tomada desde el Hotel Camp David, en las alturas de la Cordillera Septentrio, en dirección SSO).</i>	18
<i>Fig. 5: Gráficos climáticos de los promedios mensuales en Santiago</i>	20
<i>Fig. 6: Porcentaje de población urbana / rural</i>	21
<i>Fig. 7: Datos demográficos</i>	21
<i>Fig. 8: Esquema geológico de la Isla de La Española</i>	23
<i>Fig. 9: Principales dominios morfotectónicos de La Española según Lewis y Draper (1991).</i>	25
<i>Fig. 10: Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann et al. (1991):</i>	25
<i>Fig. 11: Cuadro estratigráfico sintético de los distintos dominios</i>	26
<i>Fig. 12: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).</i>	30
<i>Fig. 13: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).</i>	31
<i>Fig. 14: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).</i>	32
<i>Fig. 15: Mapa de la Isla de la Española con detalle de los principales sismos históricos (Calais E, 2001).</i>	33
<i>Fig. 16: Ubicación de sismos importantes en el limite de placas Norte America y Caribe (Man P. 1998).</i>	33
<i>Fig. 17: Areas de percepción de los sismos históricos en el limite de placas Norte America y Caribe.</i>	34
<i>Fig. 18: Velocidades de desplazamientos medidas por GPS en la Zona Noreste del Caribe. (Calais E, 2007).</i>	34
<i>Fig. 19: Comparación de las sucesivas divisiones estratigráficas del Neógeno del Valle del Cibao Saunders y al (1986).</i>	38
<i>Fig. 20: Ubicación de la Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta (Blanco) en el marco de la hoja con fondo del talud de pendiente del SRTM.</i>	45
<i>Fig. 21: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - Vista de las alternancias rítmicas de calcareniscas y margas en una nueva cicatriz de derrumbe en la parte media del Río Moca. Punto 25PU9743 Lat.: 19°46'25.8"/Long.: -70°52'60.2"</i>	46
<i>Fig. 22: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - Vista de las alternancias rítmicas de margas con niveles decimétricos de calcareniscas en el vertedero de Tamboril al limite Norte de la hoja Ppunto 25PU9646 Lat.: 19°50'43"/Long.: -70°62'73.2"</i>	46
<i>Fig. 23 Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta – Vista de alternancias de 70% de margas grises siltíticas nodulosas con siltitas calcáreas grises</i>	47
<i>Fig. 24 Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta – Alternancias rítmicas dm bien marcadas de 20% de areniscas calcáreas de grano medio laminadas con intercalaciones de 80% de margas siltíticas grises en el Río Moca a proximidad de la MFFZ.</i>	47

Fig. 25: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta Nivel de areniscas calcáreas laminadas de grano medio grano decreciente con intercalaciones de siltitas calcáreas y de margas siltíticas beige.	47
Fig. 26: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - areniscas con restos de fósiles vegetales	47
Fig. 27: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta Nivel (60cm) de conglomerado de cantos sobre yaciendo a margas beige - evolución a areniscas calcáreas de grano grueso hacia techo.	48
Fig. 28: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta - Margas marrón nodulosas.	48
Fig. 29: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta: Alternancias dm de 50% de margas grises de meteorización beige y 50% de niveles bien individualizados de areniscas gris marrón de grano medio poca clasificadas con matriz calcárea. Figuras de slumps muy destacables	48
Fig. 30: Unidad Altamira-La Toca / Miembro La Pociguilta – Alternancias verticalizadas en la Falla MFFZ.	48
Fig. 31: Repartición de la Formación La Toca (Blanco) en el marco de la hoja con fondo del talud de pendiente del SRTM	50
Fig. 32: Formación La Toca: Margas marrón, nodulosas, con arcillas expansivas calcáreas e intercalaciones calcáreas nodulosas amarillentas.	51
Fig. 33: Formación La Toca: Margas y siltitas beige marrón en alternancias dm discretas formando secuencias métricas - los niveles dm de siltitas aparecen húmedos por la porosidad.....	51
Fig. 34: Formación La Toca: Vista de las margas siltíticas grises oscuras infrayaciendo a la masa de “debris flows” y niveles de calizas micríticas beige de la Formación Villa Trina en la parte superior.....	51
Fig. 35: Formación La Toca: Vista de detalle de las margas siltíticas grises oscuras infrayaciendo a la masa de “debris flows”	51
Fig. 36: Formación La Toca: detalle de los cantos blandos de siltitas calcáreas laminadas doblados en el “debris flows”.....	52
Fig. 37: Formación La Toca: Vista de material conglomerático en diques con bloques, cantos de calizas micríticas beige, gris, gravas muy redondas de chert y de roca intrusiva.	52
Fig. 38: Formación Villa Trina- conglomerado basal bien consolidado polimíctico muy maduro con clastos muy redondos de cuarzo blanco gris, chert negro calizas micríticas beige marrón.	54
Fig. 39: Formación Villa Trina- conglomerado: Parte superior del miembro conglomerático con lentes continuas de conglomerado intercaladas en arenas arcillosas gris marrón erosionado a la izquierda por los bloques calcáreos del deslizamiento.	54
Fig. 40: Formación Villa Trina: Niveles de margas arenosas laminadas gris claro a oscuro con alta microfauna y con lentes de conglomerado	54
Fig. 41: Formación Villa Trina: niveles de 20cm de calizas bioclásticas arcillosos de grano medio a fino de color crema beige bien estratificados presencia de clastos de conchas en moldes	54
Fig. 42: Formación Los Haitises: Vista del Oeste de farallón constituido de las calizas del Miembro la Piedra.	55
Fig. 43: Formación Los Haitises: Calizas tableadas bioclásticas con parches coralinos en niveles decimétricos	55
Fig. 44: Esquema litoestratigráfico del Grupo Yaque del Norte (F. Pérez Valera y M. Abad 2008)	58
Fig. 45: Formación Jánico - alternancias dm rítmicas de margas siltíticas beige marrón y areniscas calcáreas finas.	62
Fig. 46: Formación Jánico: Vista del contacto por discordancia entre la Formación Jánico y la Formación Cercado s.l. en Baitoa.	62

Fig. 47: Tabla de resultados y descripciones de las dataciones de macro y nanofosiles (Saunders 1986) en el sector de Baitoa.....	62
Fig. 48: Formación Conglomerado Bulla: afloramiento de la facies somital del Conglomerado Bulla.....	66
Fig. 49: Formación Conglomerado Bulla: Detalle de un lentejón de areniscas en el conglomerado.....	66
Fig. 50: Esquema de ubicación del Miembro medio de la Formación Cercado (08) y de las Calizas Ahuyamas (09) en el marco de la hoja de Santiago, con fondo del talud de pendiente del SRTM.....	69
Fig. 51: Formación Cercado Miembro medio: presentación de las facies siltíticas con estratificación difusa.....	70
Fig. 52: Formación Cercado Miembro medio: detalle de los niveles laminados con minerales negros en las areniscas finas.....	70
Fig. 53: Formación Cercado – Vista de la discordancia angular de la base de la Formación Cercado encima de la Formación Jánico. 25PU9855 Lat.:19° 33042/Long.: -70° 70883.....	71
Fig. 54: Formación Cercado – Niveles conglomeráticos dominantes en base de secuencia asociados con cantos de corales y fragmentos de bivalvos y de corales.....	72
Fig. 55: Formación Cercado – Niveles conglomeráticos dominantes en base de secuencia con cantos de tonalita arenizada.....	72
Fig. 56: Formación Cercado – Esquema del Corte de Arroyo López por Saunders (1986) con la ubicación de las muestras de dataciones en los diferentes niveles.....	73
Fig. 57: Formación Cercado - Vista del corte detallado por Saunders en Arroyo López con la correspondencia de los diferentes niveles.....	73
Fig. 58: Formación Cercado - Detalle de las acumulaciones bioclásticas y conglomeráticas en un nivel de tsunamitas de la base de la Formación Cercado en Arroyo López.....	75
Fig. 59: Formación Cercado, Nivel C- Detalle de un fragmento leñoso litificado a carbón en las siltitas calcáreas bioclásticas.....	76
Fig. 60: Formación Cercado Nivel C- Nivel de siltitas calcáreas bioclásticas con fragmentos leñosos litificados a carbón a techo.....	76
Fig. 61: Mapa de ubicación y de los principales resultados de los estudios de Saunders en el sector de Boca de los Ríos la Angostura.....	77
Fig. 62: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas - Vista de las paredes del «Lanyon» de la Angostura (Planta eléctrica) con las acumulaciones de niveles de calizas en alfombras de corales.....	81
Fig. 63: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas - Vista de las paredes del «Lanyon» de la Angostura (Planta eléctrica) con las acumulaciones de niveles de calizas con alfombras de corales.....	81
Fig. 64: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas – detalle de acumulaciones de <i>Acropora</i>	81
Fig. 65: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas - Detalle de un coral <i>Siderastrea</i>	81
Fig. 66: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas – detalle de una alfombra de corales constituida de acumulación de corales ramosos <i>Acropora</i>	82
Fig. 67: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas. Vista del Contacto inferior de las Calizas encima de las siltitas calcáreas de la Formación Cercado.....	82
Fig. 68: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas – Sección detallada por Saunders del contacto entre las calizas de las Ahuyamas y el Miembro medio de la Formación Cercado.....	82
Fig. 69: Formación Cercado Calizas de las Ahuyamas. Base de las calizas en contacto con el Miembro medio de La Formación Cercado presentando lentes conglomeráticas.....	82
Fig. 70: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas. Superficie inclinada de calizas de las Ahuyamas carstificadas con cantos de calizas residuales de facies lapiaz.....	83

Fig. 71: Formación Cercado – Calizas de las Ahuyamas. Superficie inclinada de Calizas de las Ahuyamas carstificadas con relleno de valle pardo negro a marrón.	83
Fig. 72: Esquema de ubicación de la Formación Gurabo en el marco de la hoja con los principales fallas con fondo del modelo numérico de terreno.	87
Fig. 73: Formación Gurabo – Vista de los niveles inclinados de 20° de margas y siltitas calcáreas	88
Fig. 74: Formación Gurabo Vista de los niveles inclinados de 20° de margas y siltitas calcáreas.	88
Fig. 75: Formación Gurabo - Vista de los niveles horizontales de margas y siltitas calcáreas.	88
Fig. 76: Formación Gurabo - Vista de las facies masivos nodulosos de las margas	88
Fig. 77: Formación Gurabo - Vista de una de las fallas normales asociada al basculamiento de las alternancias de la Formación Gurabo.....	90
Fig. 78: Formación Gurabo - Vista de la discordancia de la Formación Gurabo con la Formación Mao a techo.....	90
Fig. 79: Formación Gurabo - Vista del contacto de la Formación Gurabo con la Formación Mao a techo.....	90
Fig. 80: Formación Gurabo - Vista de la discordancia de la Formación Gurabo inclinada con Unidad de Licey al Medio a techo;	90
Fig. 81: Ubicación y resultados de las muestras de dataciones realizadas por Saunders (2004) en el sector de Santiago.	91
Fig. 82: Formación Mao 6 Esquema de ubicación en el marco de la hoja con los principales fallas con fondo del modelo numérico de terreno (11: facies conglomerática / 12: facies areno-lutítica / 13: calizas con corales)	98
Fig. 83: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista panorámica de una de las canteras de Arroyo Hondo en las areniscas conglomeráticas de la Formación Mao... ..	100
Fig. 84: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de las cliniformes de las areniscas conglomeráticas en una cantera en la ribera del Río Yaque en Arroyo Hondo	100
Fig. 85: Formación Mao – conglomerados areniscas: vista de las canteras de la Noriega.	100
Fig. 86: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de los conglomerados.....	101
Fig. 87: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de la transición areniscas gruesas y conglomerados.	101
Fig. 88: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de los lentejones de areniscas conglomeráticas con carbonatación diagenética.	101
Fig. 89: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista de de los lentejones conglomeráticos con carbonatación diagenética.....	101
Fig. 90: Formación Mao – conglomerados areniscas: Vista del contacto discordante de la Formación Mao con la Formación Gurabo.	102
Fig. 91: Formación Mao - lutitas y siltitas: Alternancias dm de lutitas grises a verdes con areniscas;	103
Fig. 92: Formación Mao - lutitas y siltitas: Vista de una secuencia de areniscas sobreyaciendo las lutitas verdosas.....	103
Fig. 93: Formación Mao - lutitas y siltitas, laminadas beige verdosas en alternancias discontinuas en la orilla del Arroyo el Diablo.....	104
Fig. 94: Formación Mao - lutitas y siltitas: Arcillas con grietas de desecación importantes laminadas calcáreas con 10% de niveles siltsos poco calcáreos.	104
Fig. 95: Formación Mao - 20cm de intercalación nodulosa de calizas dolomíticas de color caramelo y 20 cm de nivel lumaquelicos con gasterópodos, pectinides y bivalvos en lutitas beige verdosas.....	104
Fig. 96: Formación Mao - Nivel de lutitas calcáreas muy húmedas en el techo de la cantera con acumulación de clastos de Arca cm epigenizadas a yeso.	104

Fig. 97: Formación Mao - lutitas y siltitas: Lutitas finas beige marrón a verdes con niveles dm calcáreo dolomíticos muy finos con fallas sin sedimentarias.	105
Fig. 98: Formación Mao - lutitas y siltitas: Lentejones semi dm de calizas finas caramel dolomíticas con S0 horizontal ondulada y contornada.	105
Fig. 99: Calizas de Palo Amarillo - Vista de las mesetas de calizas con corales explotado por cementos Cibao en Estancia Nueva desde San José Afuera	109
Fig. 100: Calizas de Palo Amarillo - Vista de los niveles de Calizas coralinas tableadas. ...	109
Fig. 101: Calizas de Palo Amarillo - Base de las Calizas en las facies tableada con niveles indurados a acumulaciones de corales e intercalaciones margosas suprayaciendo las areniscas finas no calcáreas de la Formación Mao.	109
Fig. 102: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de la base de las calizas coralinas bioclásticas ocre con alto porcentaje de bioclastos de corales ramosos, moldes de gasterópodos y bivalvos.....	109
Fig. 103: Calizas de Palo Amarillo - Afloramiento de alternancias de calizas coralinas laminadas amarillentas naranjas en niveles de 1 a 2m con contacto irregular con niveles arcillosos bioclásticos semi métricos (sector de Cerros de Gurabo en Santiago).....	110
Fig. 104: Calizas de Palo Amarillo - Calizas coralinas de facies brechoides de color amarillento a naranja brechosos a 60% de clastos de corales ramosos > coloniales en niveles mal definidos separados por ínter niveles de arcillas arenosa calcáreas (sector de Cerros de Gurabo en Santiago)	110
Fig. 105: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de los corales ramosos	110
Fig. 106: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de los corales ramosos coloniales en posición de vida	110
Fig. 107: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de los corales ramosos e individuales.....	110
Fig. 108: Calizas de Palo Amarillo - Calizas brechoides con niveles mal organizados de bloques de calizas coralinas, corales bioclastos y gravas de conglomerados sobre yacidos por un relleno areno siltosos (.....	111
Fig. 109: Calizas de Palo Amarillo - Detalle de un contacto erosivo (azul) entre dos niveles de calizas brechoides desorganizadas con bloques de calizas coralinas, corales, bioclastos y gravas de conglomerados (Cg.)	111
Fig. 110: Calizas de Palo Amarillo - Corte del de la cantera de los Rincones.....	111
Fig. 111: Calizas de Palo Amarillo - Vista de los niveles tableados de calizas intersectado por fallas de rumbo Norte en una cantera de Cementos Cibao SA.	111
Fig. 112: Esquema de ubicación de la Unidad de Licey al Medio en el marco de la hoja de Santiago con las principales fallas y el fondo del modelo numérico de terreno	114
Fig. 113: Unidad de Licey al Medio -Vista de las alternancias dm de areniscas de grano grueso naranjas con los conglomerados.....	115
Fig. 114: Unidad de Licey al Medio - Elementos angulosos de lutitas verdes y niveles brechoides con clastos angulosos de lutitas.	115
Fig. 115: Unidad de Licey al Medio - Detalle de las alternancias dm de areniscas de grano grueso naranjas con los conglomerados.....	116
Fig. 116: Unidad de Licey al Medio - Detalle del contacto de las arcillas de Licey al Medio con las siltitas y margas de la Formación Gurabo infrayacentes.	116
Fig. 117: Unidad de Licey al Medio - Vista del contacto de los suelos orgánicos negros horizontales con las arcillas expansivas con orillas deslizadas protegidas por gaviones.	117
Fig. 118: Unidad de Licey al Medio - Farallones de arcillas arenosas derrumbadas en coladas sub liquidas.	117
Fig. 119: Unidad de Licey al Medio - Farallones derrumbados de Río Licey en arcillas naranjas plásticas surmontando las margas grises laminadas de la Formación Gurabo.	117
Fig. 120: Unidad de Licey al Medio - Vista de las arcillas plásticas saturadas.....	117

Fig. 121: Unidad de Licey al Medio - Vista de facies arcillo-arenosos con estratificaciones onduladas; manantiales de agua al contacto con las arcillas expansivas calcáreas infrayacentes.	118
Fig. 122: Unidad de Licey al Medio - Areniscas finas laminadas de matriz carbonatada clasificada con estratificaciones oblicuas (beige) sobreyaciendo las arcillas expansivas calcáreas	118
Fig. 123: Mapa de ubicación y mineralogía de las muestras de arcillas analizadas en la Unidad de Licey al Medio	119
Fig. 124: Características y diagramas comparativos de los principales componentes mineralógicos de las arcillas de la Unidad de Licey al Medio (Estudio de difracción por rayos X; Universidad de Huelva).....	120
Fig. 125: Mapa de la radiometría del potasio subrayando la Unidad de Licey al Medio (naranja); geofísica aeroportada (SYSMIN)	120
Fig. 126: Unidad de Licey al Medio -Obras de calle en antigua pista del aeropuerto con niveles arcillosos grietas y arenas poca estratificadas con limites poco visibles.	121
Fig. 127: Unidad de Licey al Medio - Vista de los depósitos de arcillas expansivas al Oeste del Río Yaque	121
Fig. 128: Unidad de Licey al Medio - Ventana de margas y siltitas de la Formación Gurabo y IArcillas de Licey al Medio en el Puente Río Licey de la carretera Moca-La Vega durante la tormentas Olga - Vista de los deslizamientos antiguos y actuales.....	122
Fig. 129: Unidad de Licey al Medio - Vista de un deslizamiento de la carretera de Moca La Vega en Llenas.....	122
Fig. 130: Unidad de Licey al Medio - Lutitas gris-verde de la Formación Mao con cobertura concordante de lentejones blanquecinos circumvolutados de "paleocaliche" en la parte superior - Presencia de una red de diaclases verticales con relleno de caliche.	123
Fig. 131: Unidad de Licey al Medio - Calicatas de drenaje en suelos arcillosos impermeables de arcillas calcáreas blancas amarillentas caliche infrayaciendo el glacis de suelos negros.....	123
Fig. 132: Unidad de Licey al Medio - Vista del llano horizontal de glacis de suelos orgánicos negros a marrón con cultivos de plátanos.....	124
Fig. 133: Unidad de Licey al Medio - vista del glacis horizontal negro de suelos orgánicos.	124
Fig. 134: Unidad de Licey al Medio - Imagen Google Earth del contacto de los suelos negros con las arcillas ocre infrayacentes en una incisión de la red hidrográfica.....	125
Fig. 135: Unidad de Licey al Medio - Transición de los suelos orgánicos negros a las arcillas oliváceas en el sector de las Palomas	125
Fig. 136: Unidad de Licey al Medio - Vista de las intercalaciones de niveles orgánicos en las arcillas expansivas ocre surmontando lutitas plásticas beige.....	125
Fig. 137: Unidad de Licey al Medio - Vista de un derrumbe en arcillas expansivas calcáreas con varias intercalaciones de niveles orgánicos negros.	125
Fig. 138: Unidad de Licey al Medio - Vista de una laguna actual con acumulación de materias orgánicas en una depresión del glacis en Canca Abajo.....	126
Fig. 139: Esquema de ubicación de las terrazas aluviales altas (rojo) y bajas (azul) con la zona urbanizada de la ciudad de Santiago	128
Fig. 140: Terrazas altas - Vista de las terrazas altas de coloración rojiza.....	128
Fig. 141: Terrazas altas - Frente de cantera con margas beige bioclásticas, estratificadas, horizontales de la Formación Gurabo surmontadas por una terraza aluvial rojiza.	128
Fig. 142: Terrazas altas - Cantera abandonada en una terraza alta con un nivel conglomerático gris sobreyacido por un nivel de areniscas media gruesas amarillentas.	129
Fig. 143: Terrazas bajas -Vista de las terrazas bajas arrasadas por el río Yaque en el Puente de la Avenida Olímpica durante la Tormenta Olga el 12 de diciembre 2007.	130

Fig. 144: Terrazas bajas -Vista hacia el Norte de las terrazas bajas arrasadas durante la Tormenta Olga el 12 de diciembre 2007 con las orillas abruptas de Nibaje al segundo plano.....	130
Fig. 145: Terrazas bajas -Vista hacia el Sur de las terrazas bajas arrasadas durante la Tormenta Olga el 12 de diciembre 2007	130
Fig. 146: Terrazas bajas - Vista de las terrazas bajas del Río Licey en Licey al Medio con deslizamientos al ultimo plano.....	131
Fig. 147: Terrazas bajas - Vista de una terraza baja del Río Licey con cicatriz de deslizamiento actual al segundo plano.....	131
Fig. 148: Glacis aluvial o abanico de baja pendiente en sección vertical con cantos redondos de calizas en una matriz areno-arcillosa beige surmotanda por suelos orgánicos	132
Fig. 149: Glacis aluvial o abanico de baja pendiente Vista de un lentejón de abanico de baja pendiente surmontando las arcillas de Licey al Medio.	132
Fig. 150: Glacis aluvial o abanico de baja pendiente - Vista de un lentejón reciente de abanico de baja pendiente intercalado en los niveles negros de las arcillas de Licey al Medio.....	132
Fig. 151: Aluviones de fondo de valle - Vista del Río Yaque en la orilla izquierda con las terrazas bajas surmontando la margas y siltitas de la Formación Gurabo.....	133
Fig. 152: Aluviones de fondo de valle -Vista del cauce del río Yaque en el sector de Bella Vista con ausencia de depósitos	133
Fig. 153: Cuaternario antrópico - Vista del vertedero actual de Rafey-Cienfuegos con las resurgencias de las aguas contaminadas sobre las alternancias de Margas y siltitas de la Formación Gurabo hacia el Barrio de Cienfuegos en el segundo plano	134
Fig. 154: Cuaternario antrópico - Vista del nuevo proyecto de vertedero en Rafey Cienfuegos en las alternancias de Margas y siltitas de la Formación Gurabo y el Barrio de Cienfuegos en el segundo plano	134
Fig. 155: Ubicación del Mapa en el contexto geológico-estructural de la Cordillera Septentrional (a) y en el magnetismo reducido al polo (b)(Leyenda geológica en Erreur ! Source du renvoi introuvable.).....	¡Error! Marcador no definido.
Fig. 156: Ubicación del Mapa en el contexto geológico-estructural de la Cordillera Septentrional (a) y en el magnetismo reducido al polo (b)	¡Error! Marcador no definido.
Fig. 157: Mapa de los principales accidentes estructurales con el magnetismo reducido al polo y el relieve del SRTM.....	145
Fig. 158: "Mountain Front Fault Zone" - Vista de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira dobladas y invertidas en la zona de la MFFZ	146
Fig. 159: "Mountain Front Fault Zone" -Vista de la deformación frágil en las brechas de las alternancias margas-areniscas de la Unidad Altamira, en la Falla MFFZ.....	146
Fig. 160: "Mountain Front Fault Zone" -Vista hacia el Norte de las alternancias monoclinales de margas y areniscas de la Unidad Altamira en las inmediaciones de la MFFZ	147
Fig. 161: "Mountain Front Fault Zone" - Vista hacia el ESE de los pliegues asociados a la traza de la MFFZ en el Río Moca.....	147
Fig. 162: "Mountain Front Fault Zone" -Vista hacia el ESE de la deformación dúctil de las alternancias de margas-areniscas de la Unidad Altamira y de los paleosuelos, arcillas y paleo aluviones colgados del Río Moca.	147
Fig. 163: "Mountain Front Fault Zone" - Vista hacia el ONO de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira y de los y de su contacto con los aluviones del Río Moca por una falla normal actual en el Río Moca.	148
Fig. 164: Falla septentrional SFZ - Vista panorámica hacia el Este del escarpe de la Falla SFZ en el glacis de baja pendiente de La Ermita en Tamboril.....	149
Fig. 165: Falla septentrional SFZ - Vista hacia el este de la traza de la SFZ y del escarpe asociado en el sector de Canca Abajo.	149

Fig. 166: Falla septentrional SFZ - Vista hacia el Sureste de la traza de la SFZ y del escarpe asociado en el sector de Canca Abajo.	149
Fig. 167: Falla septentrional SFZ Paisaje de pantanos y ciénagas características de la Zona de Falla SFZ en el sector peri urbano Norte de Santiago (Guazumal)	149
Fig. 168: Falla septentrional SFZ -Vista hacia desde la Cordillera del sector peri urbano de Santiago con la traza de la SFZ en el Sector de Guazumal.....	150
Fig. 169: Detalle de los clastos blandos de lutitas verdes en una cantera de Arroyo Hondo	153
Fig. 170: Vista del piso de los clastos angulosos de lutitas verdes en las areniscas de la Formación Mao en el piso de la cantera de Higüerito Arriba	153
Fig. 171: Vista del sistemas de fallas sin sedimentarias normales en una cantera de areniscas de la Formación Mao en la Autopista Duarte.....	153
Fig. 172: Figura de pliegues o slumps sinsedimentario S0=353/51 en las Lutitas y siltitas calcáreas con intercalaciones erosivas de areniscas calcáreas de la Formación Mao en el Barrio Cienfuegos -	153
Fig. 173: Ubicación del Perfil sísmico (Weeks Petro) en el marco de las hojas Santiago, Salcedo, San Francisco de Macorís y la Vega.....	154
Fig. 174: Corte de sísmica reflexión del Perfil W9 de Weeks Petroleum y su interpretación por Weeks Petroleum (Mann 1994).....	156
Fig. 175: Deslizamiento de laderas vista panorámica desde alto de los Pozos hacia el Sureste del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas	160
Fig. 176: Deslizamiento de laderas Vista de los mega bloques de calizas derrumbados en la cabecera del deslizamiento de La Cumbre las Cabirmas en Alto de los Pozos	160
Fig. 177: Deslizamiento de laderas; vista hacia el Noroeste del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas desde el Arroyo Bellaco con los deslizamientos actuales	160
Fig. 178: Deslizamiento de laderas Falla actual activa cruzando la carretera Moca La Cumbre en superficie de la zona deslizada de La Cumbre - Cabirma.	161
Fig. 179: Deslizamiento de laderas. Vista hacia el Norte de la parte baja del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas con deslizamientos secundarios actuales.	161
Fig. 180: Deslizamiento de laderas - Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 12 de Febrero 2009 en Carlos Díaz	161
Fig. 181: Deslizamiento de laderas - Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 12 de Febrero 2009 en Carlos Díaz	161
Fig. 182: Deslizamiento de laderas - Vista de un deslizamiento en las arcillas de la Unidad Licey al Medio.....	162
Fig. 183: Deslizamiento de laderas - Vista de un deslizamiento en las arcillas de la Unidad Licey al Medio.....	162
Fig. 184: Mapa de repartición de diferentes tipos de riesgos geológicos en la Hoja Santiago.	170
Fig. 185: Riesgos de inundación Vista del Barrio Bella Vista inundado a 08H AM el 12 de diciembre 2007 desde el Puente Hermanos Patiño	172
Fig. 186: Riesgos de inundación Vista de de la fuerte corriente del Río Yaque al estrechamiento del Valle al nivel del Puente Hermanos Patiño	172
Fig. 187: Riesgos de inundación Vista de la crecida del Río Yaque en el estrechamiento del valle en Bella Vista Bella Vista	172
Fig. 188: Riesgos de inundación Vista del la inundación del Río Arriba del Puente Hermanos Patiño con las lomas de Arroyo Hondo y La Noriega al ultimo plano.....	172
Fig. 189: Riesgos de deslizamientos vista panorámica desde alto de los Pozos hacia el SE del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas	173
Fig. 190: Deslizamiento de laderas Falla actual activa en la carretera Moca La Cumbre... ..	174
Fig. 191: Deslizamiento de laderas Vista hacia el Noroeste de la parte oriental del deslizamiento de la Cumbre las Cabirmas con deslizamientos secundarios actuales.	174

Fig. 192: Riesgos de deslizamientos Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 11 de Febrero 2009 en Carlos Díaz (foto de prensa Cosas del cibao.com)	174
Fig. 193: Riesgos de deslizamientos Vista del deslizamiento en masa ocurrido el 12 de Febrero 2009 en Carlos Díaz (foto de prensa Cosas del Cibao .com).....	174
Fig. 194: Ubicación de los 30 sitios conocidos o observados de deslizamientos de taludes en la hoja de Santiago con los límites de la Unidad de Arcillas de Licey al Medio (rosado)	175
Fig. 195: Riesgos de deslizamientos Masa deslizada y destrucción del puente en la ribera derecha del Arroyo Colorado en San Antonio.....	176
Fig. 196: Riesgos de deslizamientos Masa deslizada el la ribera derecha del Arroyo Colorado en San Antonio	176
Fig. 197: Riesgos de deslizamientos - Deslizamientos en los Méndez el la ribera derecha del Arroyo Barrancón en Moca.....	176
Fig. 198: Riesgos de deslizamientos Talud deslizado en el poblado de San Antonio (Arroyo Colorado).....	176
Fig. 199: Riesgos de deslizamientos Puente Bonagua derrumbado con deslizamiento en la ribera opuesta.....	177
Fig. 200: Riesgos de deslizamientos Deslizamiento de tamaño medio con importante daños a la carretera Moca La Vega	177
Fig. 201: Mapa de la Isla de la Española con los principales sismos históricos de la zona norte (Calais E – Terremotos en Republica dominicana – hechos científicos y recomendaciones para la seguridad contra los terremotos Codia meeting Santiago Dominican Republic October 18, 2003.....	178
Fig. 202: Ubicación de los daños ocurridos en la zona urbana de Santiago según la evaluación post sismo de magnitud 6.5 del 22 de Septiembre 2003 – (Lecciones aprendidas capitulo de Riesgo – CODIA- Regional Norte Santiago R.D. octubre 2003)	179
Fig. 203: Ubicación de los epicentros de los sismos recientes e históricos, en la hoja de Santiago y las hojas adyacentes con las fallas principales y el modelo numérico de Terreno (SRTM)	180
Fig. 204: Recursos minerales - Mapa de ubicación, tipos y características de los indicios de la hoja.....	182
Fig. 205: Vista del secado de las arcillas y producción artesanal de objetos de decoración y purificación de agua, producidos en Higüerito	183
Fig. 206: Vista de las canteras artesanales de extracción de arenas y gravas de la Formación Mao, en Romero (25PU9496) y la Noriega (25PU9064).....	183
Fig. 207: Mapa de ubicación de los L.I.G. de la Hoja Santiago.....	184
Fig. 208: Situación y coordenadas de los L.I.G de la Hoja Santiago de Los Caballeros.....	184
Fig. 209: Mapa de ubicación del LIG 1	185
Fig. 210: LIG1 - Vista hacia el ESE de los pliegues asociados a la traza de la MFFZ en el Río Moca. MFFZ5) 25PU9737 Lat.: 19.45443/Long.: -70°52897	187
Fig. 211: LIG1 - Vista hacia el ESE de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira y de los paleosuelos, arcillas y paleo aluviones colgados del Río Moca. 25PU9737 Lat.: 19.45443/Long.: -70°52897	187
Fig. 212: LIG1 - Vista hacia el norte de la cuenca del Río Moca encajonada en las alternancias monoclinales de margas y areniscas de la Unidad Altamira en las inmediaciones septentrionales de la MFFZ. 25PU9735 Lat.: 19.45511/Long.: 70.52888	188
Fig. 213: LIG1 - Vista de las alternancias monoclinales de margas y areniscas en la ribera izquierda del Río Moca al Norte de la MFFZ. 25PU9735 Lat.: 19.45511/Long.: -70°52888	188

Fig. 214: LIG1 - Vista hacia el ONO de la deformación dúctil de las alternancias de margas areniscas de la Unidad Altamira y de su contacto con los aluviones del Río Moca por una falla normal actual. 25PU9738 Lat.: 19.45413/Long.: -70°52906.....	188
Fig. 215: LIG2 - Vista de las paredes del «cañón» de la Angostura (Planta eléctrica) con las acumulaciones de niveles de calizas con alfombras de corales - foto tomada en temporada de crecida del Río Yaque. (25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423)..	190
Fig. 216: LIG2 - Vista de las paredes del «cañón » de la Angostura en tiempo de aguas bajas. 25PU9027 Lat.:19°36974/Long.: -70°71423.....	190
Fig. 217: LIG2 - Detalle de acumulaciones de Acropora.....	190
Fig. 218: LIG2 - Armazón de corales (<i>Porites domina</i> en este caso), con escaso sedimento terrígeno, que puede corresponder a una barrera externa de las “alfombras de coral”	190
Fig. 219: LIG2 - En la plataforma de la ribera izquierda bancos de calizas bioclásticas con corales, entre capas de margas con corales dispersos	191
Fig. 220: LIG2 - Esquema de interpretación de los depósitos de las alfombras de corales (según J.C. Braga 2007)	191
Fig. 221: LIG2bis- Base de las calizas en contacto con la Miembro medio de La Formación Cercado presentando lentes conglomeráticas.	191
Fig. 222: LIG2bis- Sección detallada por Saunders (1986) del contacto entre las calizas de Ahuyamas y el Miembro medio de la Formación Cercado en la Angostura Arriba	191
Fig. 223: LIG2bis - Calizas de Ahuyamas - detalle de una alfombra de corales constituida de acumulación de corales ramosos.....	192
Fig. 224:: LIG2bis - Vista del Contacto inferior de las Calizas encima de las siltitas calcáreas de la Formación Cercado desde el balneario	192
Fig. 225: LIG3 - Vista de las alternancias del a Fm. Jánico en La Baitoa y los daños relativos a la crecida del 12 de diciembre 2007	193
Fig. 226: LIG3 - Vista del Río Yaque hacia el Norte al Nivel del vado de La Baitoa y los pilares del puente antiguo	193
Fig. 227: LIG3 - Vista de la discordancia angular de la base de la Formación Cercado por encima de la Formación Jánico. Nota: La muestra 17168 y17170 se ubican al pie del farallón del primer plano.	193
Fig. 228: LIG3 - Formación Jánico: Vista del contacto por discordancia entre la Formación Jánico y la Formación Cercado s.l. en Baitoa.	194
Fig. 229: LIG3 - Vista de las alternancias dm rítmicas de margas siltíticas beige marrón y areniscas calcáreas finas de la formación Jánico.	195
Fig. 230: LIG3 - Conglomerado de la base de la Fm. Cercado con cantos muy redondos no arenizados heterométricos cm a dm en matriz gris verde arenoso arcillosa presencia de lentes de areniscas finas y siltita.....	195
Fig. 231: LIG3 - Vista de la discordancia desde Los Corozos.....	196
Fig. 232: LIG3 - Vista de la discordancia desde la Boca de los Ríos con la Loma de Los Limones al ultimo plano.....	196
Fig. 233: LIG3 - Vista de la discordancia en la confluencia de los Ríos y Yaque.....	197
Fig. 234: LIG3 - Vista del cauce del Río Yaque hacia Boca de los Ríos desde el farallón de La Baitoa.	197
Fig. 235: LIG3 - Vista del cauce superior del Río Yaque con el puente destruido y el vado de Baitoa.	197