



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

BARRERA

(6070-IV)

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

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto L, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea, a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por 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:

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Dra. Nadège Nicol (BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

Dra. Nadège Nicol (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oro (GEOPREP)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dra. Monique Bonnemaïson (Estudios nanofósiles)

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dra. Nadège Nicol (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

GEOLOGÍA ECONÓMICA

- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Ing. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATACIONES ABSOLUTAS

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

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Eusebio Lopera (ITGE)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Unidad Técnica de Gestión del proyecto SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Juan José Rodríguez
- Ing. Santiago Muñoz
- Inga. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Agradecemos expresamente al Dr. Andrés Pérez Estaún por la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias han contribuido notablemente a mejorar su calidad.

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

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

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto L. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Sedimentológico del Proyecto L (Zonas Este y SO)
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y SO)
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y SO)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb (Proyectos K y L)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar (Proyectos K y L)
- Informe/Catálogo ERADATA de macroforaminíferos seleccionados (Proyectos K y L)

RESUMEN

La Hoja de Barrera se encuentra situada en el sector SO de la República Dominicana estando ocupada mayoritariamente por el Mar Caribe. En la esquina NO de la Hoja se levanta el relieve de la sierra de Martín García, constituido por los materiales calcáreos paleógenos de la Fm. Neiba.

Al este de la sierra los sedimentos neógenos de la cuenca de San Juan-Llano de Azua corresponden a las calizas y margas de la Fm. Sombrerito.

Las formaciones cuaternarias (conos de deyección principalmente) cubren el borde SO de la cuenca de San Juan-Llano de Azua, en la zona de Barrera (vertiente este de la sierra de Martín García), y el borde NE de la bahía de Neiba (vertiente oeste de la sierra de Martín García).

El registro estratigráfico comienza en el Paleoceno Superior con el desarrollo de una plataforma carbonatada, que fue el medio de depósito de la Fm. Neiba (marino infralitoral a cuenca batial).

La sedimentación de la Fm Sombrerito, durante el Mioceno, sigue en ambientes de plataforma (cuenca batial proximal).

El depósito de las formaciones cuaternarias más recientes está relacionado con la última creación de relieve.

La estructuración tectónica de la Hoja está marcada principalmente por el anticlinorio fallado de la sierra de Martín García y las fallas del borde de las cuencas de San Juan-Azua, al este, y de la bahía de Neiba, al oeste (cuenca Enriquillo).

ABSTRACT

The Barrera map area is located to the southwest of the Dominican Republic. It is mainly covered by the Caribbean Sea. The Sierra de Martín García rises to the northwestern corner of the sheet. It is composed of the Paleogene carbonated deposits of the Neiba Formation.

To the east of the Sierra de Martín García, the Neogene sediments of the San Juan-Llano de Azua basin are composed of the limestones and marls of the Sombrerito Formation.

The Quaternary formations, dominantly composed of dejection cones, are covering (1) the southwestern part of the San Juan-Llano de Azua basin in the Barrera area (eastern side of the Sierra de Martín García), and (2) the north-eastern part of the Neiba Bay (western side of the Sierra de Martín García).

The stratigraphic record starts during Late Paleocene with the development of a carbonaceous platform leading to both sedimentation of the infralitoral and bathial Neiba Formation.

During Miocene times, the deposition of the Sombrerito Formation still occurred in a platform setting (proximal bathyal basin).

More recent Quaternary formations are related to mountain relief formation.

The structure of the map area is predominantly marked by the faulted anticline of the Sierra de Martín García and by the border faults of both, the San Juan-Azua basins to the East, and the Enriquillo basin, in the Neiba Bay, to the West.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	12
1.1. Metodología	12
1.2. Situación geográfica	15
1.3. Marco Geológico	21
1.4. Antecedentes	22
2. ESTRATIGRAFIA	24
2.1. Paleógeno-Mioceno	24
2.2. Paleoceno	24
<u>2.2.1. (1) Calizas masivas blancas y rosadas. Paleoceno Superior – Eoceno Inferior</u> <u>(P₁³-P₂¹)</u>	<u>25</u>
<u>2.2.2. Fm. Neiba (2) Calizas finas con intercalaciones y/o nódulos de sílex. Eoceno (P₂)</u>	<u>26</u>
2.3. Neógeno	28
<u>2.3.1. Fm. Sombrerito (Mioceno)</u>	<u>28</u>
2.3.1.1. Características generales	28
<u>2.3.2. La Fm. Sombrerito en la Hoja de Barrera</u>	<u>33</u>
2.3.2.1. Fm. Sombrerito. (3) Calizas arcillosas con intercalaciones y/o nódulos de sílex. Mioceno (N ₁)	33
2.3.2.2. Fm. Sombrerito. (4) Margas amarillas. Mioceno (N ₁)	35
2.3.2.3. Fm. Sombrerito indiferenciada (5) Calizas masivas y calizas arcillosas Mioceno (N ₁)	35
2.4. Cuaternario	35

2.4.1. <u>Abanico aluviales y conos de deyección inactivos y erosionados: (6) Cantos y gravas de calizas y localmente sílex, arenas y arcillas bien cementados. Pleistoceno (Q₁₋₃).....</u>	35
2.4.2. <u>Abanico aluviales y conos de deyección activos: (7) Cantos y gravas de calizas y localmente sílex o rocas volcánicas, arenas y arcillas bien cementados. Holoceno (Q₄).....</u>	35
2.4.3. <u>Fondos de valle (8) Cantos y gravas de calizas y localmente sílex, arenas y arcillas. Holoceno (Q₄).....</u>	36
2.4.4. <u>Arenas y gravas arrecifales (9) Holoceno (Q₄).....</u>	36
2.4.5. <u>Manglar: arcillas y limos (10) Holoceno (Q₄).....</u>	36
3. TECTÓNICA.....	36
3.1. Introducción.....	36
3.2. Contexto Geodinámico	37
3.3. Marco geológico-estructural de la cuenca de San Juan-Azua	42
3.4. Fallas.....	46
3.5. Pliegues	47
3.6. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en la cuenca de Azua-San Juan.	47
3.7. Marco geológico estructural de la zona de estudio.....	49
3.8. Estructura de la zona de estudio.....	51
3.8.1. <u>La estructura del margen septentrional de la sierra de Bahoruco.....</u>	51
3.8.2. <u>La estructura del interior de la cuenca de Enriquillo.....</u>	61
3.8.3. <u>La fracturación. La falla de Enriquillo</u>	63
3.8.4. <u>Correlación de la estructura con el mapa de aeromagnético.....</u>	66
3.8.4.1. <u>Anomalías relacionadas con la litología.....</u>	66

3.8.4.2. Anomalías relacionadas con estructuras	69
3.9. Modelo de evolución tectónica de la zona de estudio y edad de la deformación	70
3.10. Particularidades estructurales de la Hoja de Barrera	75
<u>3.10.1. Introducción</u>	<u>75</u>
<u>3.10.2. La cuenca de Azua</u>	<u>75</u>
<u>3.10.3. La cuenca de Enriquillo.....</u>	<u>76</u>
<u>3.10.4. Las fallas.....</u>	<u>76</u>
3.10.4.1. Les fallas inversas	76
3.10.4.2. Las fallas normales.....	76
4. GEOMORFOLOGÍA.....	77
4.1. Análisis morfológico	77
<u>4.1.1. Estudio morfoestructural</u>	<u>78</u>
4.1.1.1. Formas estructurales	78
<u>4.1.2. Estudio del modelado</u>	<u>80</u>
4.1.2.1. Formas gravitacionales.....	80
4.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	81
4.1.2.3. Formas marinas-litorales	82
4.1.2.4. Formas por meteorización química.....	82
4.1.2.5. Formas poligénicas	82
4.2. Evolución e historia geomorfológica	83
5. HISTORIA GEOLOGICA	89
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	92

6.1. Hidrogeología	92
<u>6.1.1. Climatología e hidrología</u>	<u>92</u>
<u>6.1.2. Hidrogeología</u>	<u>93</u>
6.2. Recursos minerales	100
<u>6.2.1. Hidrocarburos</u>	<u>100</u>
<u>6.2.2. Rocas industriales y ornamentales</u>	<u>103</u>
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	104
7.1. Introducción.....	104
7.2. Relación de los L.I.G.	104
7.3. L.I.G. N° 1 : Corte geológico de la vertiente oeste de la Loma El Curro	104
8. BIBLIOGRAFÍA	112

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), 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. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (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 denominado Proyecto L, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto K, adjudicado al mismo consorcio.

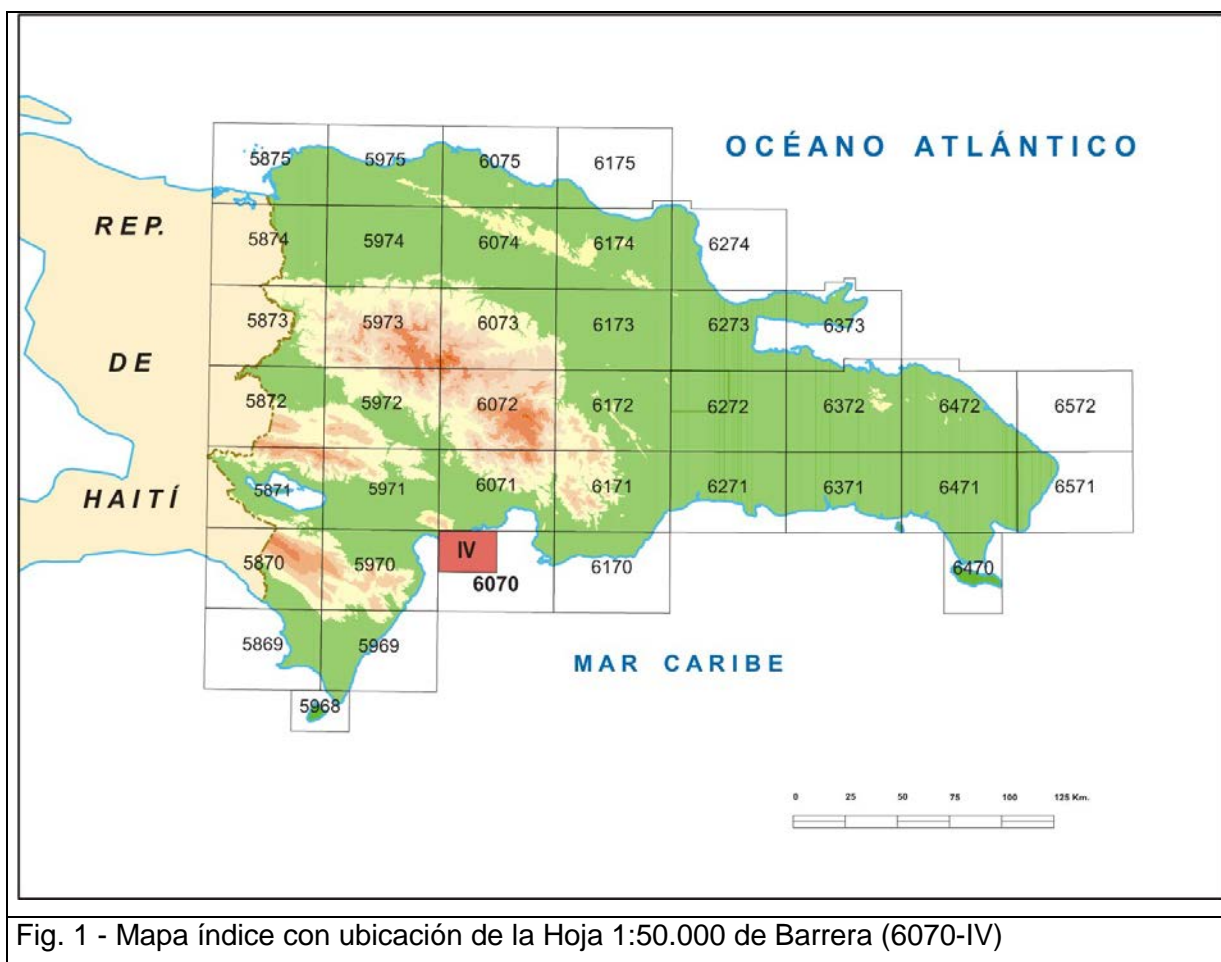
Este Proyecto comprende, a su vez, dos zonas bien diferenciadas, denominadas Zona L-Este y L-SO, que se localizan en prolongación hacia el este y el oeste, respectivamente, del Proyecto C, primer proyecto de estas características que fue ejecutado en el periodo 1997-2000. El Proyecto L incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 21) mapas geológicos a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1):

Zona L-Este:

- Monte Plata (Antón Sánchez, 6272-I; Bayaguana, 6272-II; Monte Plata, 6272-III y Sabana Grande de Boyá, 6272-IV)
- El Seibo (Miches, 6372-I; El Seibo, 6372-II, Hato Mayor, 6372-III y El Valle, 6372-IV)
- Las Lisas (Rincón Chavón, 6472-III y Las Lisas, 6472-IV)

Zona L-SO

- Jimaní (La Descubierta, 5871-I; Duvergé, 5871-II; Jimaní, 5871-III y Boca Cachón, 5871-IV)
- Neiba (Villarando, 5971-I; Vicente Noble, 5971-II; Neiba, 5971-III y Galván, 5971-IV)
- Barahona (Barahona, 5970-I y La Salina, 5970-IV)
- Azua (Barrera, 6070-IV)



Para la realización de cada Hoja se ha tenido en cuenta la información geológica aportada por las Hojas colindantes, con intercambio de opiniones sobre el terreno de los diferentes especialistas.

En la Zona L-SO, donde se inscribe la Hoja de Barrera, se ha utilizado información académica en forma de tesis y publicaciones en revistas especializadas además de trabajos de exploración de hidrocarburos y de hidrogeología aplicada. La cartografía se ha realizado con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 del año 1960, cedidas por el SGN. Los puntos de observación y toma de muestras se han posicionado por GPS con un error de 15 m. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR, especialmente útiles para revelar lineamientos y fracturas. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes han sido de gran utilidad la información de los pozos de petróleo, los mapas

de isóbatas y las líneas sísmicas producidas por la compañía Canadian Superior y el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG 1997) (Fig. 2).

Los recorridos de campo se complementan con fichas de control en las que se registran los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000.

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).

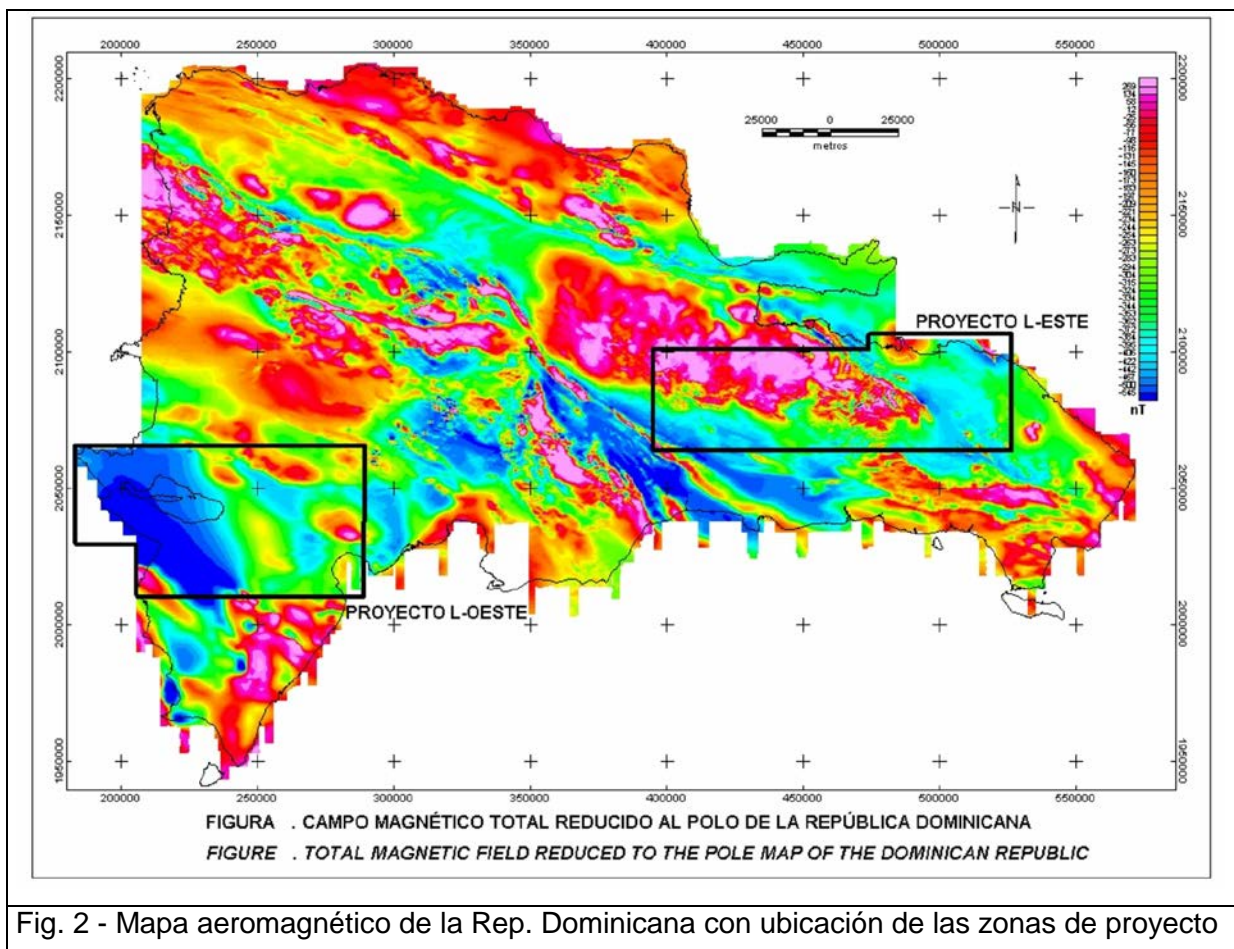


Fig. 2 - Mapa aeromagnético de la Rep. Dominicana con ubicación de las zonas de proyecto

1.2. Situación geográfica

Desde el punto de vista fisiográfico, la Zona SO del Proyecto L se caracteriza por la presencia de una llanura interna, el valle de Enriquillo o de Neiba, delimitado al norte y al sur por relieves elevados de las sierras de Neiba y de Bahoruco (Fig. 3). La sierra de Neiba está representada por sus dos terceras partes meridionales, que incluyen los relieves principales, mientras que la sierra de Bahoruco está representada únicamente por su vertiente norte. La zona cartografiada incluye también las estribaciones occidentales de la sierra de Martín García cubiertas por la Hoja de Barrera.

El elemento más característico del llano de Enriquillo es el lago de agua salada del que toma su nombre, que ocupa aproximadamente su mitad occidental. Al SO hay otras lagunas de agua salada como la del Rincón. El lago Enriquillo es el nivel base de drenaje del flujo superficial y subterráneo de la región. El río más importante es el Yaque del Sur, que discurre por el extremo oriental de la llanura proveniente del área del pueblo de Barranco y se extiende en dirección SO hasta el pueblo de Tamayo. Aguas abajo de Tamayo, la dirección del río cambia bruscamente hacia el SE y el este para cruzar el alto estructural de la laguna del Rincón-Sierra de Martín García. Más adelante su curso gira otra vez hacia el SO, hasta las proximidades del pueblo de Cabral y la laguna del Rincón, desde donde se orienta definitivamente hacia el este para desembocar en el mar Caribe. El resto de los cursos de agua son cursos estacionales que no alcanzan la categoría del Yaque, aunque algunos de ellos son caudalosos en época de lluvias.

Desde el punto de vista administrativo, la zona de proyecto ocupa las provincias de Bahoruco, Independencia, Barahona y San Juan con una población estimada algo superior a 300.000 habitantes, de los cuales aproximadamente el 40% vive en zonas rurales y el 60% en los principales municipios, entre los que destacan Barahona (77.000 habitantes), Neiba (47.000), Tamayo (22.000), Vicente Noble (21.000), Galván (16.000), Cabral (16.000), Duvergé (15.000), Villa Jaragua (12.000), Jimaní (9.000), Fundación (9.000), Los Ríos (8.000), La Descubierta (7.000), La Salina (7.000), Cristóbal (6.000) y Postrer Río (6.000) (datos de Acuater 2000).

La principal actividad productiva de la región es la agricultura y a gran distancia los servicios comunales y sociales, alguna industria manufacturera, la construcción, el comercio y el turismo. Los principales cultivos en la planicie son el plátano y la caña de azúcar y en las lomas el café, gandules, habichuelas y productos hortícolas. Respecto al turismo, la actividad principal se centra en Barahona y en los primeros kilómetros de costa al sur de esta localidad. El turismo ambiental está en sus inicios, pese a que la región cuenta con grandes posibilidades de explotación de los Parques Naturales en la sierra de Neiba, La Descubierta-Isla Cabrito, laguna del Rincón y sierra de Bahoruco.

Pertenece al cuadrante de Sabana Buey, la Hoja a escala 1:50.000 de Barrera (6070-IV) se localiza en la extremidad SE de la sierra de Martín García, con la Punta de Martín García separando las bahías de Ocoa al este y Neiba al oeste. El mar Caribe ocupa los tres cuartos de la Hoja, ubicada a unos 100 km al oeste de la capital Santo Domingo, a caballo entre la provincia de Barahona al oeste y la de Azua al este. La principal vía terrestre de acceso es la carretera de Azua que sigue la costa sur de la República Dominicana. Desde Azua, se accede a Barrera, la principal población de la Hoja, siguiendo hacia el SO la carretera de Pueblo Viejo y Los Negros. Las dos principales playas turísticas son la playa Andina de Puerto Alejandro, en la esquina NO de la Hoja, en y la playa Caobita al Norte de la Hoja, protegida por un cordón litoral franjeado por un manglar. El resto de la península esta bordeado por acantilados más o menos marcados.

La orografía es montañosa y difícil de acceso. La mayor parte de la Hoja está ocupado por la sierra de Martín García, alineada NO-SE, con desniveles máximos de 1050 metros, al límite NO de la Hoja.

Solo la zona NE de la península, presenta una llanura donde está ubicado el pueblo de Barrera, a la desembocadura del arroyo Cabeza de Agua, que entalla un importante cono de deyección. En general la red hidrográfica se limita a pequeñas cañada, con cursos radiales muy cortos, fluyendo directamente al mar, desde las vertientes abruptas de la sierra. La precipitación promedio sobre la región se aproxima a 600 mm/a, con un régimen de lluvias en general de tipo bimodal marcado por una época lluviosa en la primavera (meses de mayo y junio) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en julio. El período más caluroso corresponde a los meses de julio y agosto y el más fresco, a los meses de enero y febrero. Las vertientes empinadas de la sierra de Martín García presentan una climatología un poco más húmeda y fresca.

DOMINIOS FISIGRÁFICOS DE LA REPÚBLICA DOMINICANA (Modificado de De la Fuente 1976)

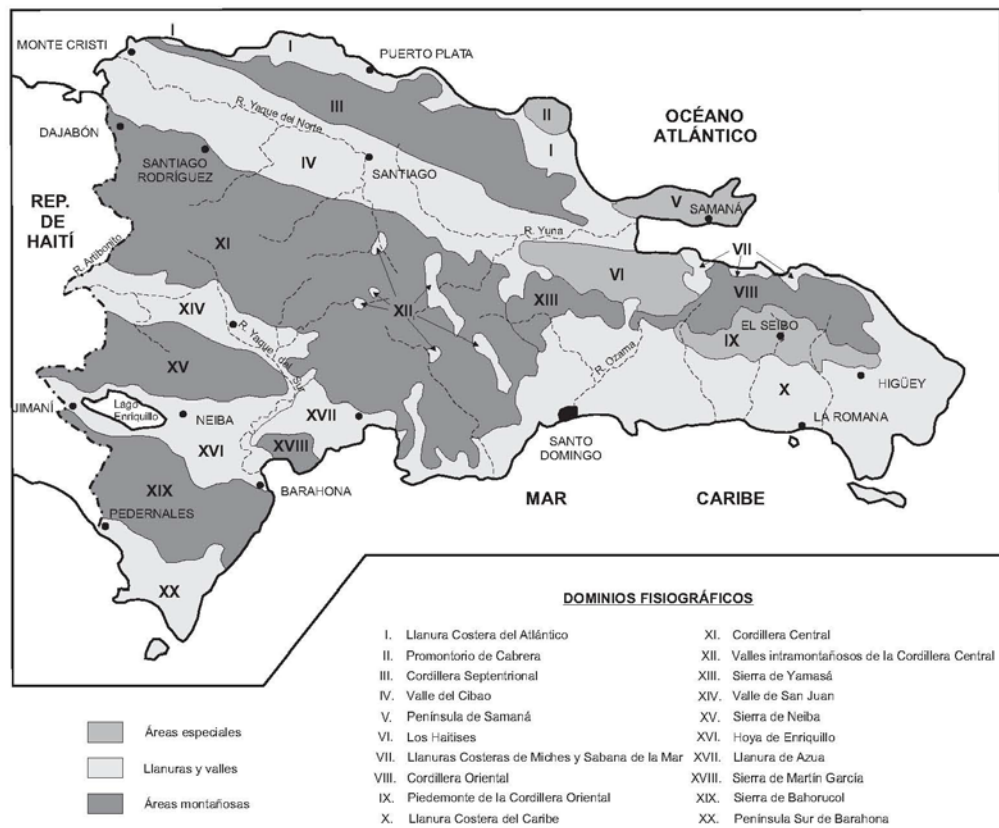


Fig.....

Fig. 3 - Dominios fisiográficos de la República Dominicana

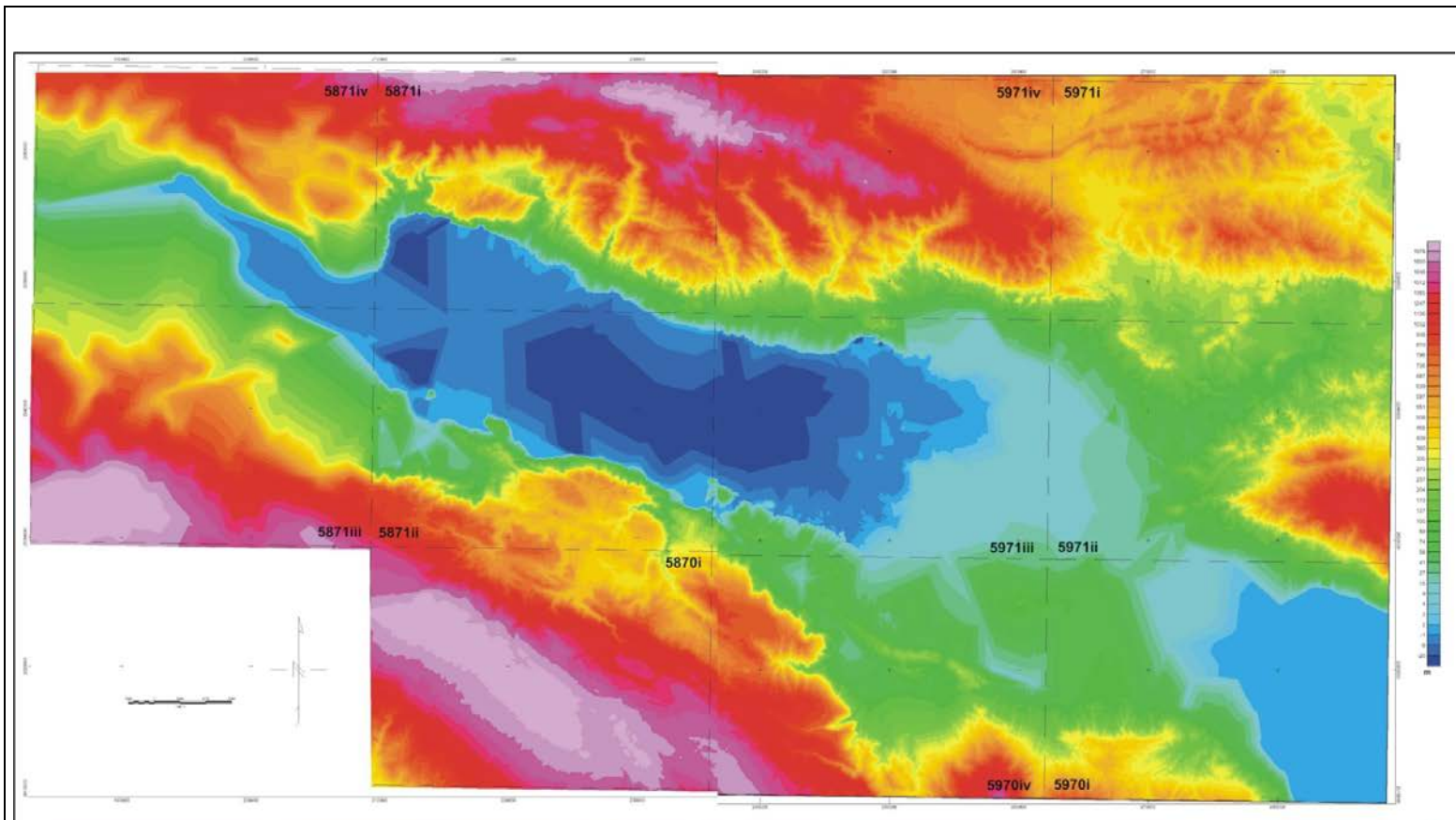
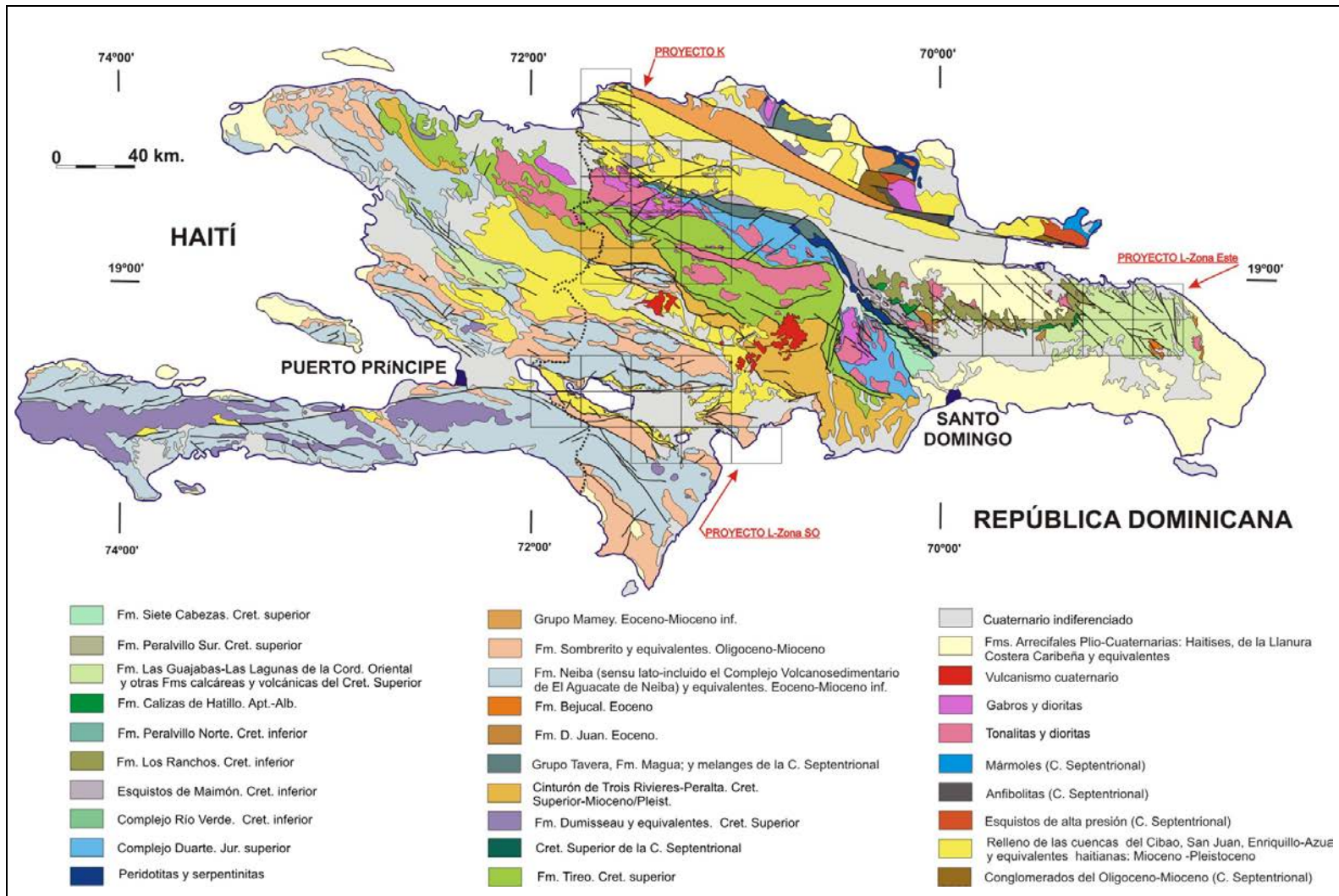


Fig. 4 – Modelo digital Zona L-SO



ESQUEMA GEOLÓGICO REGIONAL DE LA MITAD MERIDIONAL DE LA REPÚBLICA DOMINICANA: CORDILLERAS CENTRAL Y ORIENTAL, SIERRAS DE NEIBA, BAHORUCO, MARTÍN GARCÍA Y CUENCAS NEÓGENAS DE SAN JUAN, ENRIQUILLO Y AZUA

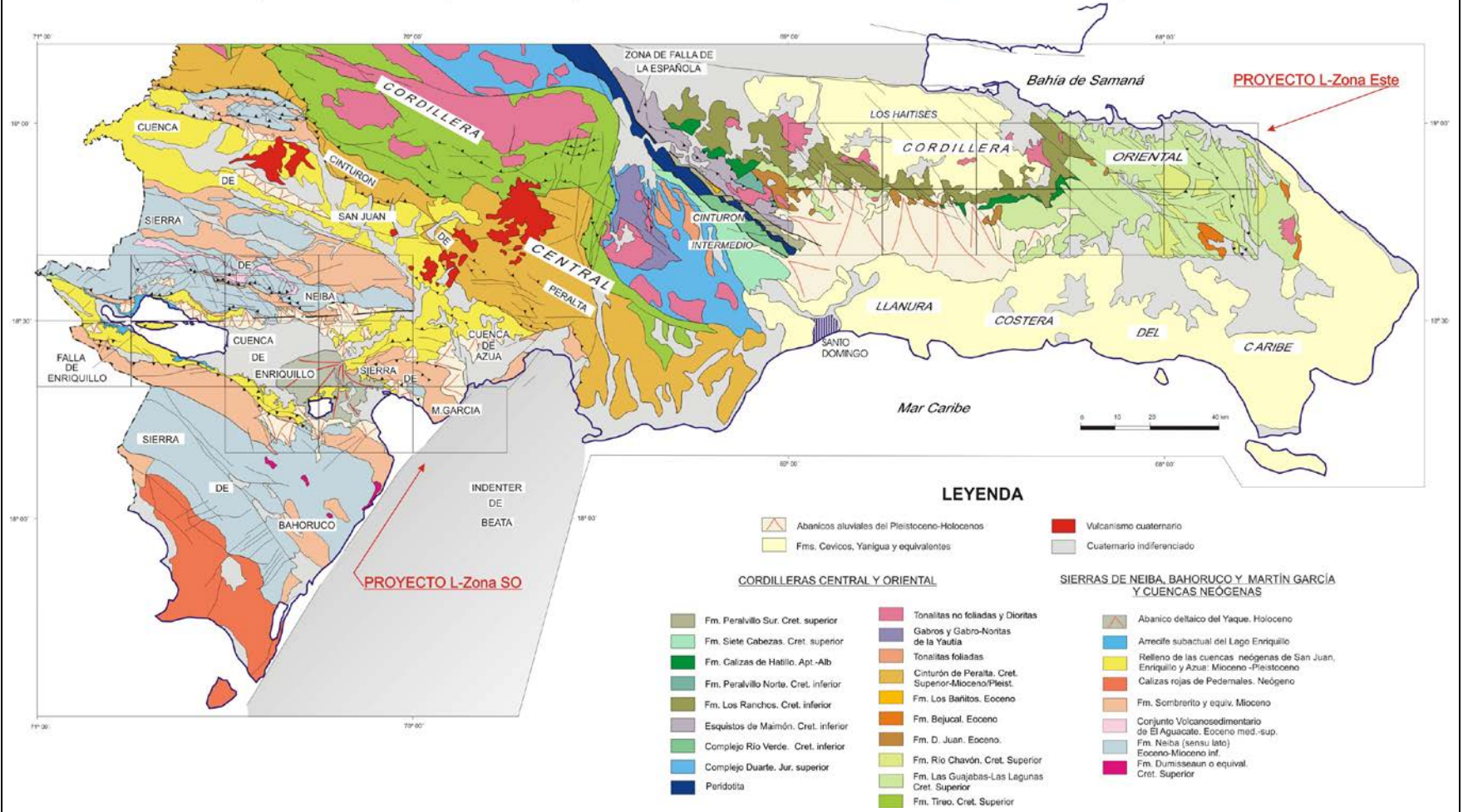


Fig. 5 - Esquema regional del sector meridional de la República Dominicana

1.3. Marco Geológico

El área SO de la República Dominicana se caracteriza por cuencas sedimentarias alargadas separadas por sierras formadas en bloques elevados sobre fallas (Fig. 4 y Fig. 5). Las sierras están formadas por rocas del Cretácico hasta el Mioceno y las cuencas han acumulado sedimentos desde el Neógeno al Cuaternario.

Entre la Cordillera Central y la sierra de Neiba se localiza la cuenca de San Juan, que con un perfil sinforme está rellena por más de 7000 m de sedimentos terciarios y cuaternarios. El límite norte con la Cordillera Central es el importante cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y el límite sur con la sierra de Neiba es un imbricado de fallas de alto ángulo. En su extremo SE, la cuenca de San Juan conecta con la de Enriquillo, y cambia de nombre a cuenca de Azua. La cuenca de Azua presenta un relleno inferior a 3000 m y una mayor complejidad estructural que la cuenca de San Juan. La cuenca de Enriquillo es un surco sinformal entre bloques elevados por fallas con desplazamiento oblicuo, dirigidas en sentidos opuestos en las sierras de Neiba y Bahoruco.

Otro elemento estructural en la región es la cresta oceánica de Beata (Heubeck y Mann, 1991), que forma un promontorio alargado NNE-SSO con forma de cuña hacia el norte que incide transversalmente a la dirección de las estructuras de la isla La Española. Según Heubeck y Mann (1991) y Mann *et al.* (1991c), la cresta de Beata produjo a partir del Plioceno Medio una tectónica de indentación empujada desde el margen opuesto bajo el que subduce (Mauffret y Leroy, 1997).

Un volcanismo cuaternario de afinidad calcoalcalina y alcalina en sus estadios finales se localiza en el área centro-occidental de la isla. Forma una banda de dirección NNE-SSO y entre 10 a 20 km de ancho que atraviesa la Cordillera Central y la cuenca de San Juan hasta rozar la zona cartografiada. Para Mann *et al.* (1991b) tiene una relación genética con la cresta de Beata, aunque estos autores también sugieren que el volcanismo puede relacionarse con esfuerzos trastensivos en la terminación oriental de la falla de Enriquillo.

1.4. Antecedentes

La zona de proyecto L-SO ha sido extensamente investigada, en especial la cuenca de Enriquillo debido a su interés para la exploración de hidrocarburos. Las primeras campañas petrolíferas y mineras tuvieron lugar a principios del siglo pasado, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan *et al.* (1921) para el Servicio Geológico de Estados Unidos y de Dohm (1941) y Bermúdez (1949) para la Dominican Seaboard Oil Company. Una recopilación de estos trabajos pioneros se puede consultar en Mann *et al.* (1991). El estudio de las cuencas del sur del país continuó de forma discontinua durante las décadas siguientes, y en el caso de la cuenca de Enriquillo, el mayor esfuerzo de exploración lo hizo la Canadian Oil Company Ltd. a finales de los años 70. Durante la elaboración del presente trabajo no se ha podido tener acceso a los informes y documentos generados por esta compañía, si bien un resumen parcial se halla en la síntesis de Norconsult (1983). En la actualidad la exploración de hidrocarburos continúa en la zona de forma puntual en la Hoja de Boca Cachón, pero por su carácter confidencial no son accesibles.

Al margen de las investigaciones petroleras, se produce tras la década de los setenta un impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana con la elaboración de tesis doctorales o de licenciatura, entre las que destacan: Llinas (1972), es una de las primeras tesis elaborada por un Ingeniero Geólogo dominicano, que estudia el margen norte de la sierra de Bahoruco y la cuenca de Enriquillo; De León (1983) estudia las características geológicas e hidrogeológicas de la región SO; Mann (1983), centrada en la estructura y estratigrafía de la cuenca de Enriquillo; Cooper (1983), sobre la estratigrafía y tectónica de la sierra de Martín García; Breuner (1985) estudia la sierra de Neiba; Van der Berghe (1983) las sierras de La Selle y Bahoruco; Mercier de Lepinay (1987) desarrolla un estudio estratigráfico y estructural del conjunto de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica; y Heubeck (1988) realiza un trabajo esencial para la comprensión de las unidades paleógenas del extremo SE del Cinturón de Peralta.

A esta época pertenecen también las publicaciones de Bourgois *et al.* (1979) que presenta el primer corte de la sierra de Neiba, Biju-Duval (1983) sobre los aspectos estratigráficos y estructurales de la porción emergida y sumergida del sur de la República Dominicana, y Mann *et al.* (1984) y Taylor (1984) que realizan las primeras descripciones detalladas y dataciones absolutas del arrecife holoceno que rodea el lago Enriquillo. Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de unidades estratigráficas, el

Servicio Geológico Nacional realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, con uno de sus dos tomos dedicado a las formaciones del SO del país (1984).

Respecto a las cartografías geológicas de síntesis, existe la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por el Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991). Esta colaboración también condujo a la realización del mapa geológico a escala 1:100.000 del cuadrante de San Juan (García y Harms, 1988). La cartografía más reciente de Mann *et al.* (1991a) acompaña el volumen especial (262) de la Sociedad Geológica de América dedicado a La Española, que resulta un documento básico para trabajos posteriores.

A escala 1:50.000 resultan relevantes para este proyecto los mapas del Proyecto C de Cartografía Geotemática, realizado por el consorcio IGME-PROINTEC-INYPSA entre 1997-2000 dentro del Programa SYSMIN. Entre los trabajos de geología aplicada destaca el Estudio Hidrogeológico Nacional-Valle de Neiba (Acuater, 2000), y en el campo de la minería el Estudio de los Depósitos de Yesos de La Salina (Prointec 1999) y el Estudio sobre las Rocas Ornamentales de Samaná y Vicente Noble (Prointec 1999).

Varios artículos relevantes se encuentran en el citado volumen especial (262) de la Sociedad Geológica de América: Dolan *et al.* (1991) presentan una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico; Heubeck y Mann (1991) se centran en la estructura y evolución tectónica de la terminación suroriental de la Cordillera Central; McLaughlin *et al.* (1991) describen la bioestratigrafía y paleogeografía de las cuencas de Azua y Enriquillo; y finalmente Mann *et al.* (1991c) proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas.

Entre las publicaciones recientes destacan el modelo geodinámico de la región NE de la Placa del Caribe de Mann *et al.* (1995); el modelo tectónico y neotectónico del margen septentrional de la placa del Caribe propuesto por Dolan y Mann (1998); la síntesis actualizada de la cuenca de Enriquillo de Mann *et al.* (1999) que incluye una revisión de la geología del subsuelo utilizando datos sísmicos de la Canadian Oil Company; el trabajo de Pubellier *et al.* (2000) sobre la evolución estructural del sector meridional de La Española y

el artículo de Mann *et al.* (2002) que cuantifica el desplazamiento de la placa del Caribe a partir de medidas de posicionamiento global.

2. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Barrera afloran únicamente materiales cenozoicos de origen sedimentario, que pueden agruparse en dos grandes conjuntos:

- Materiales paleógenos y miocenos, que configuran la morfoestructura de la sierra de Martín García. Se trata de una sucesión potente de materiales carbonatados de ambientes marinos de cierta profundidad.
- Materiales cuaternarios, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores de forma irregular, al este y al oeste de la sierra de Martín García. Aunque predominan los sedimentos de origen continental, destacando entre ellos los de carácter fluvial, también poseen una gran variedad los de afinidad litoral en torno a la bahía de Neiba.

2.1. Paleógeno-Mioceno

Los materiales sedimentarios aflorantes en el ámbito de la sierra de Martín García han sido interpretados en un contexto caracterizado por sedimentación marina profunda durante el Paleógeno y el Mioceno (Llinás, 1972; Cooper, 1983; Mann *et al.*, 1991b). A grandes rasgos, se distinguen dos grandes conjuntos:

- el inferior, depositado durante la mayor parte de dicho periodo, consiste en una monótona y potente sucesión de calizas masivas y calizas tableadas con sílex conocida como Fm Neiba;
- el superior, atribuido al Mioceno, corresponde a la Fm. Sombrero, consistente en una sucesión carbonatada en bancos gruesos, afectada por una intensa karstificación.

2.2. Paleoceno

Está representado, en la sierra de Martín García, por la Fm Neiba cuyas primeras referencias se remontan a los trabajos pioneros de Vaughan *et al.* (1921). Dos décadas después, el equipo de la Dominican Seaboard Oil Company (Arick, 1941; Dohm, 1941-42; y Wallace, 1945; en Bermúdez, 1949) estableció para el Paleógeno de las sierras de Neiba y

Bahoruco una estratigrafía integrada de muro a techo por las formaciones Plaisance, Neiba y Sombrerito (Fig. 6 y Fig. 7).

Los autores que trabajaron durante las décadas de los 70 y 80 en ambos dominios, así como en la exploración de hidrocarburos de la cuenca de Enriquillo, han mantenido este esquema estratigráfico, aunque con diversas modificaciones y precisiones de edades (Llinás, 1972; Bourgois *et al.*, 1979; Breuner, 1985; Canadian Oil Company, 1979; Norconsult, 1983). No obstante, en las publicaciones de síntesis más recientes se observa una tendencia a emplear la denominación de Fm Neiba en un sentido más amplio para nombrar estas formaciones, lo que sin duda es consecuencia de los problemas de correlación entre las sierras de la región (García y Harms, 1988; Mann *et al.*, 1991b).

Los trabajos realizados durante el presente proyecto en el ámbito de la sierra de Neiba han sugerido la inclusión allí de todos los materiales carbonatados paleógenos en una Fm. Neiba más general, que en el sector central de la sierra ha podido ser subdividido en dos conjuntos, Fm. Neiba Superior y Fm. Neiba Inferior, por la interposición entre ambos de la serie volcánica de El Aguacate. Además de este conocido conjunto tableado (unidad 2), en la sierra de Martín García aflora un pequeño retazo de calizas, estratificadas en bancos gruesos que podrían correlacionarse con las formaciones Plaisance y Neiba Inferior (unidad 1).

2.2.1. (1) Calizas masivas blancas y rosadas. Paleoceno Superior – Eoceno Inferior (P₁³-P₂¹)

La calizas masivas blancas y rosadas ocupan la mayor parte de la Loma El Curro, desde la esquina NO de la Hoja y la cima de la Loma El Curro, hasta la Punta Martín García al Sur (ver foto 1 del Album de fotos). Afloran por debajo de la Fm. Neiba y podrían pertenecer a dicha formación

Estas calizas afloran en general a favor de un juego de fallas y se observan en el arroyo sin nombre ubicado en la esquina NO de la Hoja, entre el arroyo El Curro y el arroyo El Limón (puntos 9516, 9517 y 9520), así que en la cima de la Loma El Curro (Puntos 9552, 9554), donde se puede acceder, a pie, por la Cañada del Placer. Afloran también a lo largo de la costa, donde se accede fácilmente por mar (puntos (9557, 9558, 9561, 9562, y 9566 a 9568). Las fotos aéreas permiten una buena delimitación de esta unidad.

Se trata de una formación masiva de calizas beige, con patina gris-beige, claro a rosado. Las capas son de potencia métrica a plurimétrica, con una estratificación difícilmente visible. (Fotos 2 y 3 del Album de fotos).

Se observa localmente tramos muy ricos en microfósiles, con, en particular, grandes formas de Numulitas.

A la cima de la Loma El Curro y, localmente en los acantilados de la costa SO, estas calizas presentan una fuerte alteración, que le confiere un color naranja, hasta rojo-marrón (Foto 4 del Album de fotos).

Al microscopio (muestras NN9516, 9517, 9520, 95554) se trata de una biopelmicroesparita con estructura heterogénea y textura de tipo “wakestone” predominante y *packstone*”.

La litofase es rica en “*pellets*” . En la biofase se subraya la presencia de foraminíferos bentónicos, con en particular, grandes numulitas: *Ranikothalia bermudezi* (PALMER), *Discocyclina cf. barkeri* (VAUGHAM & COLE), *Discocyclina sp.*

Se nota también la presencia de numerosos fragmentos de coralináceas y equinodermos.

Este conjunto traduce un ambiente de depósito marino infralitoral.

La diagénesis se marca por una recristalización del cemento micrítico inicial.

De un punto bioestratigráfico, estas facies parecen bien representadas, según la literatura, en todo el dominio caribeño, del Paleoceno Superior somital, hasta el Eoceno Inferior basal. Pero el intervalo “de seguridad” de repartición sería Paleoceno Superior - Eoceno Inferior.

2.2.2. Fm. Neiba (2) Calizas finas con intercalaciones y/o nódulos de sílex. Eoceno (P₂)

En la Hoja de Barrera, la Fm. Neiba aflora en la vertiente oeste y este de la mitad norte de la Loma El Curro, a favor de un gran anticlinal SE-NO, cortado longitudinalmente por un cabalgamiento hacia el oeste. En la mitad sur de la Loma El Curro, la Fm. Neiba ocupa también algunos paneles tectónicos de la costa oeste.

Algunos buenos afloramientos son accesibles a pie o por mar:

- En la vertiente oeste, en el arroyo El Curro (puntos 9510 y 9511) y en el arroyo situado al norte del anterior (puntos 9527 y 9528).
- En la vertiente este, en la Cañada del Placer (puntos 9542 a 9550).
- En la costa SO, el acceso por mar, a los acantilados, permite un estudio de la organización de la formación, que aparece relativamente monótona. (puntos 9558, 9559, y 9562 a 9565)

La Fm. Neiba está constituida por bancos de 20 a 50 cm de potencia, de calizas micríticas, de color crema y patina beige, a veces con alternancias más o menos arcillosas (Fotos 4 y 5 del Album de fotos). Contiene numerosos sílex en capas pluricentimétricas, o en bloques y lentejones centimétricos a pluridecimétricos, alargados paralelamente a la estratificación (Foto 6 del Album de fotos).

La presencia de sílex parece ubiquista, excepto hacia el techo, donde desaparecen, cerca del contacto con la Fm. Sombrero suprayacente.

Al microscopio (muestra NN9510, 9511, 9519, 9527, 9542; 9549, 9550), se trata de biomicritas más o menos arcillosas.

La biofase está constituida predominantemente por foraminíferos planctónicos, siempre muy recrystalizados, y por radiolarios y fragmentos de metazoarios.

Esta asociación, que corresponde a un a cuenca batial, subraya el cambio de medio de sedimentación, en comparación con las calizas masivas infrayacentes.

De un punto de vista estratigráfico, la asociación planctónica es característica del Eoceno Inferior somital a Eoceno Medio.

Las muestras NN 9511, 9549, 9550, presentan la siguiente asociación: « *Planorotalites palmerae* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Truncorotaloides rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ, *Morozovella crassata* (CUSHMAN), *Subbotina inaequispira* (SUBBOTINA),

Acarinina bullbrooki (BOLLI), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON). Dicha asociación es característica del Eoceno Inferior somital = Ypresiano Superior , biozona P9: equivalente cronoestratigráfico: - 50,7 a – 49,1 Ma).

La muestra NN 9519 presenta la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos : *Hantkenina nutalli* TOUMARKINE, *Morozovella crassata* (CUSHMAN), *Globigerinatheka subconglobata?* (CHALILOV), *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Truncorotaloides rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ. Es característica del Luteciano Inferior a Medio (biozona P10-P1: equivalente cronoestratigráfico: – 49 a – 43,8

2.3. Neógeno

2.3.1. Fm. Sombrerito (Mioceno)

2.3.1.1. Características generales

Frente al gran confusionismo general que se observa en la bibliografía existente en relación con la nomenclatura de las formaciones neógenas, existe una gran unanimidad con respecto a la atribución a la Fm. Sombrerito del potente conjunto margoso con intercalaciones carbonatadas que aflora en amplias zonas de la sierra de Neiba sobre la formación del mismo nombre y en la Sierra de Martín García. Su denominación se atribuye a Olsson (en Bermúdez, 1949) en relación con la alternancia de niveles calcáreos y margosos que afloran en el arroyo del mismo nombre.

Tanto en la sierra de Neiba como en la cuenca de San Juan aparece como una monótona sucesión rítmica de más de 500 m de espesor de margas entre las que se intercalan niveles decimétricos de calcarenitas y calizas, que localmente pueden adquirir espesores de orden decamétrico, dando lugar a destacados resaltes morfológicos en el relieve. Aunque en la cuenca de Azua se reconocen facies similares, los niveles calcáreos parecen alcanzar allí un mayor desarrollo (Díaz de Neira, 2000); este enriquecimiento calcáreo a expensas del contenido margoso adquiere su máxima expresión en la sierra de Bahoruco, donde la formación aparece como un potente conjunto de calizas carstificadas estratificadas en bancos gruesos, perdiéndose el aspecto típico de la formación, por lo que se sugiere la denominación de Mb. Calizas de Barahona (de la Fm. Sombrerito) para el conjunto calcáreo dispuesto sobre la Fm. Neiba en la sierra de Bahoruco.

ESQUEMA GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE NEIBA, VERTIENTE NORTE DE LA SIERRA DE BAHORUCO, SIERRA DE MARTÍN GARCÍA Y CUENCA DE ENRIQUILLO (PROYECTO L-ZONA SUROESTE)

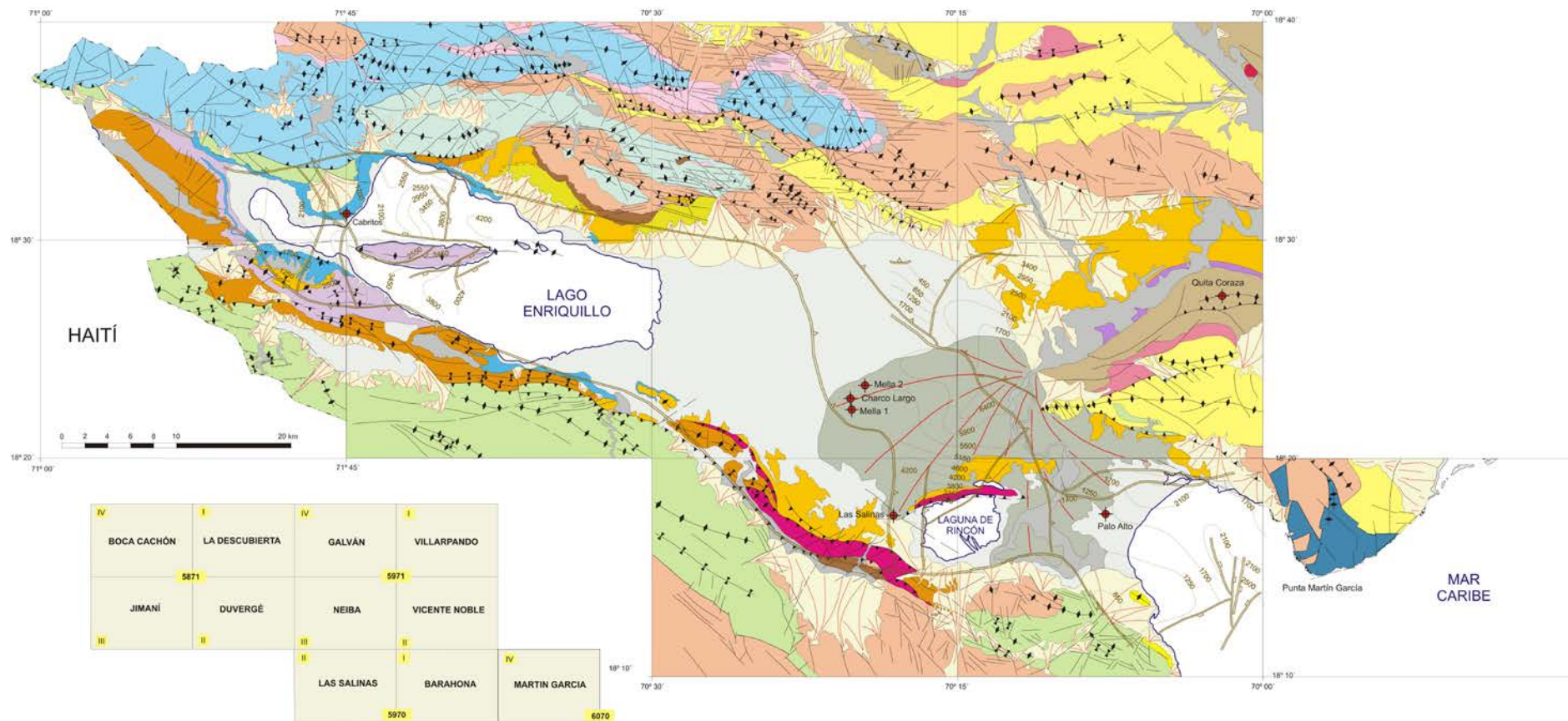





Fig. 6 - Esquema Geológico del Proyecto L- Zona SO












**ESQUEMA GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE NEIBA, VERTIENTE NORTE DE LA SIERRA DE BAHORUCO,
SIERRA DE MARTÍN GARCÍA Y CUENCA DE ENRIQUILLO (PROYECTO L-ZONA SUROESTE)
LEYENDA**

ESTRUCTURAS PRINCIPALES:


AAG: Anticlinal de El Aguacate	ACT: Anticlinal de Cabeza de Toro	ELM: Escama de Los Mosquitos	SLG: Sinclinal de Los Güiros
ALC: Anticlinal de Las Cañitas	ASS: Anticlinal de Sabana del Silencio	ALD: Anticlinal de La Descubierta	FE: Falla de Enriquillo
SAP: Sinclinal de Apolinar Perdomo	ALB: Anticlinal de Los Bolos	AEB: Anticlinal de El Barro	
SV: Sinclinal de Vallejuelo	SLB: Sinclinal de Los Bolos	DEL: Depresión de El Limón	

-  Vulcanismo cuaternario
-  Cuaternario indiferenciado
-  Arrecifes costeros emergidos. Plio-Cuaternario

Cuencas de Enriquillo y San Juan

-  Depósitos lacustres (y asociados) del lago Enriquillo. Holoceno
-  Arrecife subactual del Lago Enriquillo. Holoceno
-  Abanicos asociados al delta del Yaque. Pleistoceno-Holoceno
-  Abanicos aluviales y conos de deyección. ¿Pleistoceno-Holoceno
-  Fm. Jimaní. Mbro. Superior. Pleistoceno
-  Fm. Jimaní. Mbro inferior. Pleistoceno
-  Fm. Arroyo Seco. Plioceno sup.- ¿Pleistoceno?
-  Fm. Arroyo Blanco-Las Salinas. Plioceno
-  Fm. Angostura. Plioceno inf.
-  Fm. Quita Coraza. Plioceno
-  Fm. Trinchera. Mioceno sup.-Plioceno inf.

 Sondeo de exploración de hidrocarburos

 Isobatas y estructuras deducidas de la cartografía en el subsuelo de un nivel lutítico-margoso próximo al techo de la Fm. Sombrero calcárea (según Canadian Superior Oil Ld. 1979, en Norconsult 1983)

Sierras de Neiba, de Bahoruco y Martín García











-  Fm. Sombrero margo-calcareo, Fm. Lemba y unidad del Majagual. Mioceno-Plioceno inferior
-  Fm. Sombrero. Mbro. Gajo Largo. Mioceno sup.
-  Fm. Sombrero calcárea (calizas de Barahona). Mioceno
-  Fm. Sombrero indiferenciada. Mioceno
-  Fm. Neiba superior. Eoceno med./sup.-Mioceno inf.
-  Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba. Eoceno med.-sup.
-  Fm. Neiba brechoide. Eoceno
-  Fm. Neiba inferior. Eoceno inf.-med.
-  Fm. El Curro Paleoceno superior
-  Und. El Manguito. Cretácico sup.

Fig. 7 - Leyenda del Esquema Geológico de la Zona L-SO

VAUGHAN Y OTROS (1921)	DOHM (1941)	BERMÚDEZ (1949)	LLINÁS (1972)	VAN DEN BOLD (1975)	COOPER (1983)	BREUNER (1985)	McLAUGHLIN ET AL. (1991)	PROYECTO L-ZONA SO SYSMÍN 2004							
Caliza costera	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní	Mb. Loma de Yeso	Fm. Arroyo Blanco	Fm. Ayo. Seco	Fm. Ayo. Seco	Fm. Vía	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní. Unidad superior				
													Fm. Jimaní. Unidad inferior	Fm. Ayo. Seco	
Fm. Cerros de Sal	Fm. La Salina	Fm. La Salina		Fm. La Salina	Fm. La Salina	Fm. Angostura	Fm. Ayo. Seco	Fm. La Salina	Fm. Ayo. Blanco	Fm. Angostura	Fm. Ayo. Blanco (+ La Salina)				
Grupo Yaque	Fm. Bermesí	Fm. Angostura	Fm. Ayo. Blanco	Fm. Angostura	Fm. Angostura			Fm. Angostura			Fm. Angostura	Fm. Angostura	Fm. Angostura	Fm. Angostura	Fm. Angostura
	Fm. Ayo. Blanco	Fm. Angostura	Fm. Ayo. Blanco	Ayo. Blanco	Fm. Bao			Fm. Quita Coraza			Fm. Quita Coraza				
	Fm. Trinchera			Fm. Lemba	Fm. Trinchera	Fm. Fondo Negro	Fm. Arroyo Blanco	Fm. Trinchera		Unidad de Majagual	Fm. Trinchera				
						Mb. Gajo Largo		Mb. Gajo Largo			Tramo margoso superior. Mb. Gajo Largo	Fm. Sombrerito indiferenciada			
	Fm. Sombrerito	Fm. Lemba	Fm. Trinchera	Fm. Lemba	Fm. Sombrerito	Fm. Sombrerito	Fm. Sombrerito	Fm. Sombrerito		Fm. Sombrerito calcárea (cal. de Barahona)	Unidad de Cortadero		Tramo calcáreo intermedio. Mb. Calizas Lma de la Patilla		
								Fm. Neiba		Fm. Neiba	Fm. Neiba	Fm. Neiba superior		Fm. Neiba brechoide	Counjunto Volcanosedimentario de El Aguacate
								Fm. Plaisance		Fm. Vallejuelo					Fm. Neiba inferior
								Fm. Río Arriba				Indiferenciado	Unidad de El Manguito		
				Complejo ígneo sin denominación											

Fig. 8 – Cuadro de equivalencia de formaciones y unidades definidas en la cuenca de Enriquillo y Azua

Es probable que el espesor de esta serie alcance varios cientos de metros.

Se trata calizas blancas a beige, micríticas o esparíticas, con escasos trazos de fósiles. La estratificación es raramente visible y en los lugares donde es visible, se trata de bancos contiguos, de métricos a plurimétricos. Algunos elementos rosados sugieren arrecifes cristalizados. A menudo alteradas en algunos metros de espesor, se presentan bajo forma de calizas pulverulentas, brechoides o afectadas por una red de fracturas. En ocasiones las bases de bancos con estalacmitas imitan una estratificación. Estas calizas están afectadas por una karstificación importante, marcada en superficie por dolinas (en la cima de la sierra de Bahoruco por ejemplo). El espesor total de la zona alterada puede sobrepasar los 100 m.

El medio de depósito de la Fm. Sombrerito corresponde en la Hoja de Duvergé, a una plataforma continental. Es probable que represente la evolución lateral de las formaciones más margosas de talud y de medio más alejados de la Sierra Martín García, en un mismo contexto tectónico (Heubeck and Mann, 1991).

En la Hoja de Jimaní, esta formación se prolonga en calizas masivas con foraminíferos planctónicos, bentónicos y corales; atribuidas al Miembro Barahona de la Fm Sombrerito, del Oligoceno-Mioceno. Su edad es considerada equivalente a la de la Fm Sombrerito formada por margas con intercalaciones de calcarenitas y abundantes foraminíferos planctónicos.

El Mb. Barahona aflora principalmente en la sierra de Bahoruco y la Fm. sombrerito en la sierra de Neiba y la cuenca de San Juan.

Su base no aflora en la Hoja de Jimaní, ni en la de Duvergé. En otras localidades de las sierras de Bahoruco y Neiba se define por la superposición de calizas masivas con corales y fauna bentónica y planctónica del Oligoceno-Mioceno, sobre calizas en capas delgadas con sílex y fauna planctónica del Eoceno Superior-Oligoceno, pertenecientes a la Fm. Neiba superior. El techo corresponde una discordancia con paleorelieve, desplazada por fallas, sobre la que se acuñan, hacia el sur, las formaciones del Plio-Pleistoceno.

El espesor mínimo de la Caliza de Barahona, que aflora en la Hoja de Duvergé, es de 200 m, aunque es posible que el espesor total sea muy superior, considerando que bajo la

cuenca de Enriquillo el sondeo Cabritos-1 atraviesa 1000 metros de esta unidad. En superficie presenta un color gris claro y aspecto monótono organizada en estratos de espesor métrico con superficies mal definidas.

En una muestra de la Hoja de Jimaní se ha determinado una asociación del Eoceno Medio-Superior y tal vez Oligoceno, con: *Pseudochrysalidina floridana*, *Praerhapydionina*, *Peneroplis* sp. y *Archaias* cf. *asmaricus*; y tres muestras contienen una asociación del Oligoceno: *Lepidocyclina* (Eulepidina) *undosa*, *Lepidocyclina* (Lepidocyclina) *mantelli*, y *Archaias* cf. *asmaricus*. El resto de muestras se asigna al Mioceno o al Mioceno-Plioceno por la siguiente asociación: *Annulosorites spiralis*, *Sphaerogypsina globula*, *Sphaerogypsina* sp., *Archaias angulatus*, *Misorites americanus*, *Peneroplis* sp., *Dendritina* sp., *Orbulina universa*, *Globoquadrina* af. *altispira*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Globigerinita?* sp., *Catapsydrax?* sp., *Praeorbulina?* sp., *Amphistegina* sp., rotálidos. Se concluye que la formación incluye con seguridad los pisos Oligoceno y Mioceno, aunque el rango máximo de edad se extiende entre el Eoceno Medio y el Plioceno. Los estratos datados del Oligoceno se hallan en el sur de la sierra, a lo largo de la frontera con Haití, mientras que el borde norte de la sierra es de edad más reciente, miocena y tal vez pliocena.

2.3.2. La Fm. Sombrerito en la Hoja de Barrera

La Fm. Sombrerito aflora en la vertiente este de la Loma El Curro, desde el límite norte de la Hoja de Barrera hasta la costa SE. Está subdividida en tres unidades, con facies distintas, que se pueden observar en la sección ubicada al oeste del pueblo de Barrera y hacia el sur hasta la costa. Dicha sección se realiza a pie, desde la Cañada del Placer, al oeste de Barrera (punto 9535 a 9541).

2.3.2.1. Fm. Sombrerito. (3) Calizas arcillosas con intercalaciones y/o nódulos de sílex. Mioceno (N₁)

La serie de calizas arcillosas con patina beige-amarillenta, en bancos de 5 a 20 cm (Foto 9 del Álbum de fotos) suprayace directamente la Fm. Neiba. El contacto entre la Fm. Neiba y Sombrerito no se ha podido observar, pero se pasa en algunos metros del Eoceno Inferior

al Mioceno Inferior sin la presencia notable de una estructura mayor. El contacto aparece *a priori* normal.

La potencia de los bancos aumenta progresivamente, hasta 50 cm, hacia el techo, e intercalaciones arcillosas aparecen, se hacen más frecuentes y más potentes, hasta 60 cm de potencia (Foto 8 del Álbum de fotos). La potencia de esta facies es de al menos 200 m.

Al microscopio, la muestra NN 9537 corresponde a una biomicrita arcillosa, con una estructura heterogénea, bioturbada y textura de tipo *wackestone*. La litofase es muy escasa, limitada a algunos pellets y escasos cristales de feldespatos en la fracción arcillosa.

La biofase presenta trazas de actividad cianobacteriana (fuerte micritización de algunas zonas). No hay algas.

Los foraminíferos planctónicos son frecuentes pero mal conservados, debido a la recristalización: *Globigerina* sp., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides* sp., *Praeorbulina* ?sp., *Globorotalia* sp.

Los foraminíferos bentónicos muy escasos corresponden a formas profundas: Cibicididae, *Globobulimina* sp., Bolivinidae.

Los radiolarios son ausentes. Los metazoarios corresponden a muy escasos restos de equinodermos y algunos fragmentos de lamelibranquios.

Del punto de vista bioestratigráfico el intervalo de seguridad corresponde al Neógeno y el intervalo probable basado sobre criterios negativos, corresponde al Mioceno Inferior *pro parte* a Medio *pro parte*, o sea Burdigaliano a Langhiano, el equivalente de las biozonas de foraminíferos planctónicos M1 *pro parte* a M5 *pro parte* (biozonas N5 a N9 de BLOW).

La diagénesis se marca por la recristalización esparítica de numerosos fragmentos y una impregnación de sulfuros.

El medio de depósito corresponde a un ambiente de lodo batial proximal.

2.3.2.2. Fm. Sombrero. (4) Margas amarillas. Mioceno (N₁)

Una serie monótona, de al menos 100 m de potencia, de arcillas amarillas, sin intercalación de calizas (Foto 7 del Álbum de fotos), suprayace las calizas arcillosas descritas anteriormente.

2.3.2.3. Fm. Sombrero indiferenciada (5) Calizas masivas y calizas arcillosas Mioceno (N₁)

Las primeras estratificaciones de la Loma El Curro, inmediatamente al oeste de Barrera y hasta la costa, están ocupadas por calizas esparíticas masivas, de color marrón claro, muy alteradas, con patina naranja. Las incrustaciones carbonatadas y la presencia de brechas sugieren una alteración kárstica, sin otros indicios para confirmarlo. Esta facies, que parece suprayacer los términos anteriores o tallarlos en bisel, recuerda el Mb. Barahona de la Fm. Sombrero de la vertiente norte de la sierra de Bahoruco. Representa aquí el techo de la serie carbonatada y parece desarrollarse con varios centenares de metros de potencia.

2.4. Cuaternario

2.4.1. Abanico aluviales y conos de deyección inactivos y erosionados: (6) Cantos y gravas de calizas y localmente sílex, arenas y arcillas bien cementados. Pleistoceno (Q₁₋₃)

Al norte de la Hoja de Barrera, al este de la sierra de Martín García se ha formado un importante cono de deyección antiguo, llegando hasta el mar. Este cono está erosionado por el cono más reciente, activo. Solo se observan relictos del cono antiguo inactivo.

Está constituido por cantos rodados y gravas de calizas. Localmente se encuentran zonas con sílex, arenas y arcillas variablemente cementados.

2.4.2. Abanicos aluviales y conos de deyección activos: (7) Cantos y gravas de calizas y localmente sílex o rocas volcánicas, arenas y arcillas bien cementados. Holoceno (Q₄)

Los conos de deyección activos se encuentran al norte de la Hoja de Barrera, al este y oeste de la sierra de Martín García. El más importante es el de Barrera. Ha erosionado el cono

antiguo inactivo. Está constituido por cantos y gravas de calizas y localmente sílex o roca volcánica, arenas y arcillas bien cementados (ver foto 10 del Álbum de fotos).

2.4.3. Fondos de valle (8) Cantos y gravas de calizas y localmente sílex, arenas y arcillas. Holoceno (Q₄)

Las cañadas que entallan la sierra de Martín García presentan, en el curso inferior, pequeños depósitos de fondos de valle, constituidos por cantos y gravas de calizas y localmente sílex, arenas y arcillas. Los más importantes se encuentran en el cauce de la Cañada de Brillante, que entalla el cono de deyección de Barrera.

Constituyen los elementos en tránsito dentro del sistema hidrográfico actual

2.4.4. Arenas y gravas arrecifales (9) Holoceno (Q₄)

A lo largo de la costa y del frente del cordón litoral, que se extienden al norte de la Boca del Carril, se ha desarrollado una estrecha playa. Se trata de arenas finas y gravas arrecifales, de tonos claros y de composición carbonatada, cuyos integrantes proceden mayoritariamente del cordón litoral. Son depósitos sometidos a la dinámica actual.

2.4.5. Manglar: arcillas y limos (10) Holoceno (Q₄)

La costa y el frente del cordón litoral, que se extienden al norte de la Boca del Carril, se encuentran recubiertos por una vegetación de mangles. En ellos se acumulan arcillas y limos de color oscuro debido a la presencia de materia orgánica en estado reducido (ver foto 11 del Álbum de fotos).

3. TECTÓNICA

3.1. Introducción

La Hoja de Barrera está situada, en la continuación SE de la sierra de Martín García, a la yunción de las cuencas de Azua y Enriquillo. La mayor parte de su superficie está cubierta por el mar Caribe.

La sierra y los valles definen una morfología tectónica denominada “*ramp valley*” o “*ramp basin*”, en la cual los bloques montañosos cabalgan sobre el fondo del valle. Al SO la Sierra de Martín García cabalga la cuenca Enriquillo.

Las formaciones de la Hoja de Barrera, excepto las recientes (Pleistoceno-Actual), se encuentran plegadas o falladas, las más antiguas más intensamente que las otras.

Los materiales están inmersos dentro del marco geológico estructural de la cuenca de San Juan descrita a continuación.

En primer lugar, se expone el complejo contexto geodinámico de la isla y las hipótesis más aceptadas, en lo que se refiere a la evolución de la Placa del Caribe. En segundo lugar se describe el marco geológico-estructural de la zona de estudio, dividiéndolo en macrodominios y describiendo en detalle la estructura interna de cada uno de ellos.

3.2. Contexto Geodinámico

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Fig. 9 y Fig. 10). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y todos ellos se empezaron a formar en el 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 Cretácico Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994) (Fig.11). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento correspondiente a la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a subparalelo 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) (Fig.11). El margen norte de la placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo *et al.*, 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 transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno Medio con la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (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, el margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico ha pasado desde comportarse como una trasera de arco al comienzo del Eoceno, a constituir en la actualidad un margen activo con subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el arco de islas Circum-Caribeño (Burke *et al.*, 1978; Burke, 1988; Dolan *et al.* 1991). En consecuencia, a partir del Eoceno Superior, la sedimentación y deformación de las cuencas de trasera de arco generadas en relación con el arco de islas Circum-Caribeño, pasan a estar controladas por procesos típicos de una cuenca de antearco. En relación con esta deformación de la parte meridional de la Isla se produce el levantamiento de las sierras del sur y en el núcleo de algunas de ellas los afloramientos de rocas oceánicas (sierras de Hote, Selle y Bahoruco).

La placa del Caribe se desplaza, hoy día, hacia el este respecto a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998; Dixon 1998; DeMeets 2000, Mann *et al.* 2002). Este movimiento relativo se acomoda, en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998) (Fig. 12). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.* (1991), que interviene directamente en la zona de estudio.

La estructura de la zona de estudio es el resultado de la superposición de la mayoría de los procesos que se acaban de mencionar, si bien en ella intervienen de forma especial la transformación de la cuenca trasera de arco en un margen activo a partir del Eoceno, el levantamiento de una parte de la meseta oceánica del Caribe a partir del Mioceno y la tectónica desgarres, en parte simultánea con las anteriores, pero que sobre todo ha incidido en su evolución más reciente.

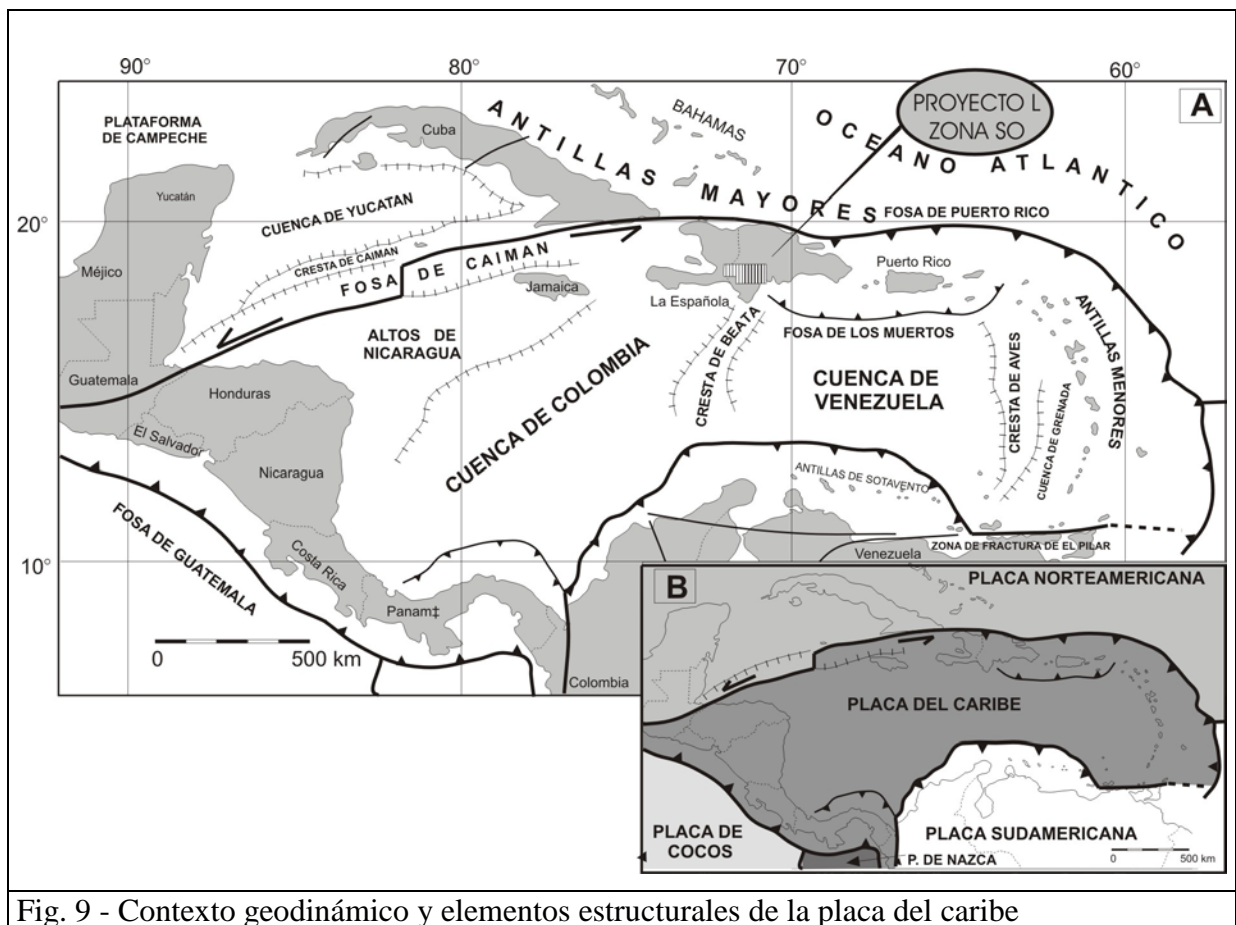


Fig. 9 - Contexto geodinámico y elementos estructurales de la placa del caribe

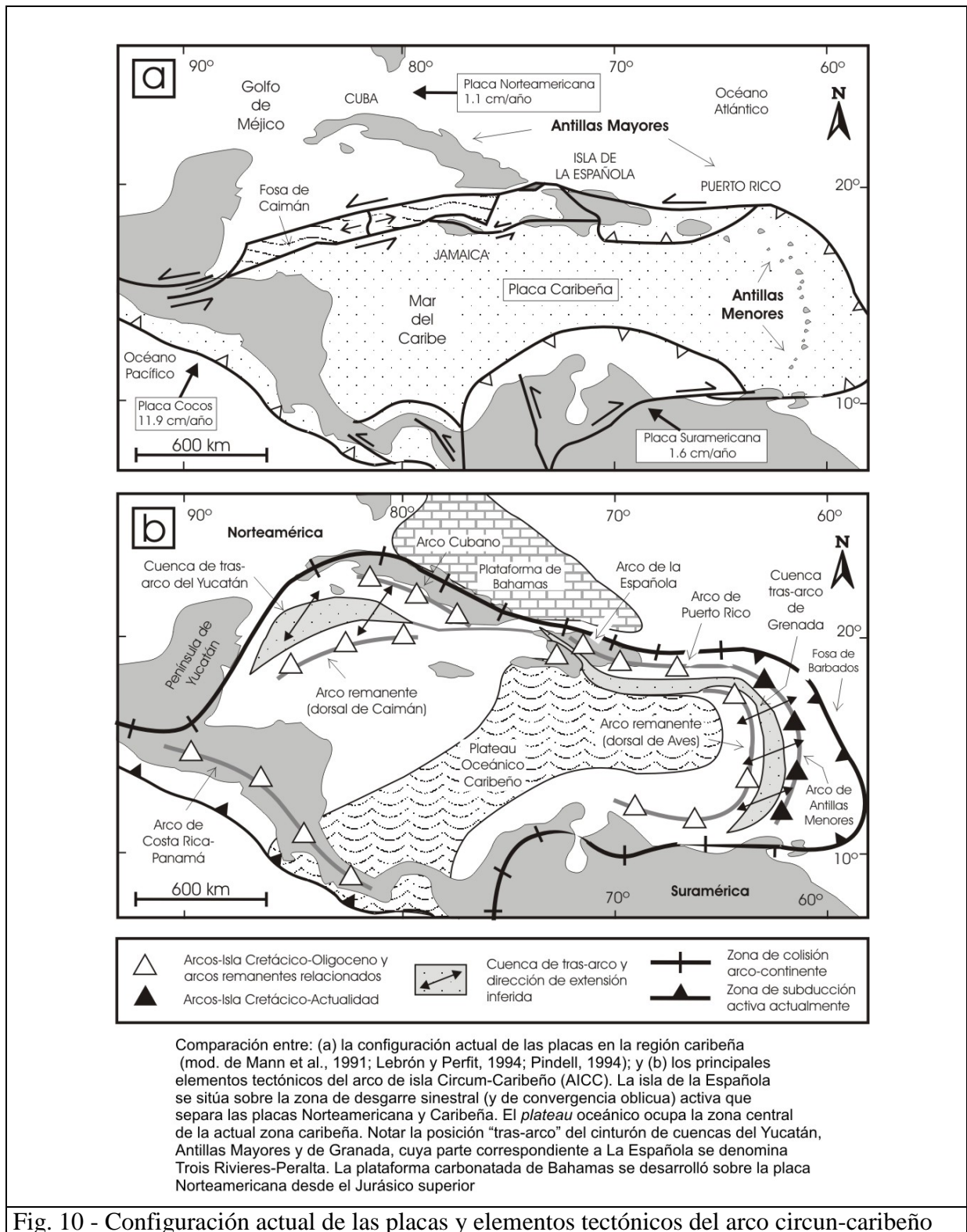


Fig. 10 - Configuración actual de las placas y elementos tectónicos del arco circun-caribeño

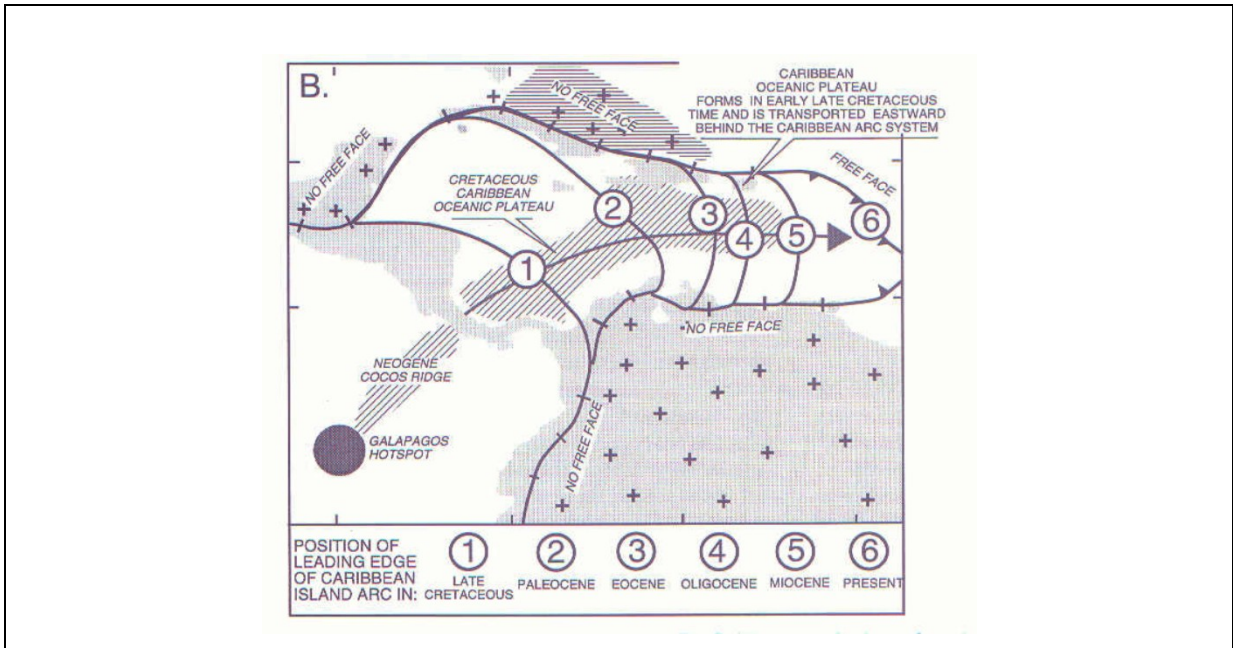


Fig.11 - Esquema del origen y evolución de la placa del Caribe, tomado de Mann *et al.* 1999. El *plateau* oceánico del Caribe se forma por el movimiento de deriva hacia el este de una corteza oceánica “normal” que, desde el Pacífico oriental, pasa por encima del punto caliente (*hot spot*) de las Galápagos y, a partir del Cretácico Medio-Superior, ya engrosada, atraviesa el estrecho existente entre América del Norte y del Sur. Los números dan las sucesivas posiciones del frente del sistema formado por el Arco Circum-Caribeño y el *plateau* oceánico, según Pindell y Barrett (1990). Es preciso notar que las masas continentales de Norte y Sudamérica (con cruces) impiden (*no free face*) la migración libre de la placa, que se tiene que canalizar forzosamente hacia el este, única zona donde no encuentra oposición (*free face*).

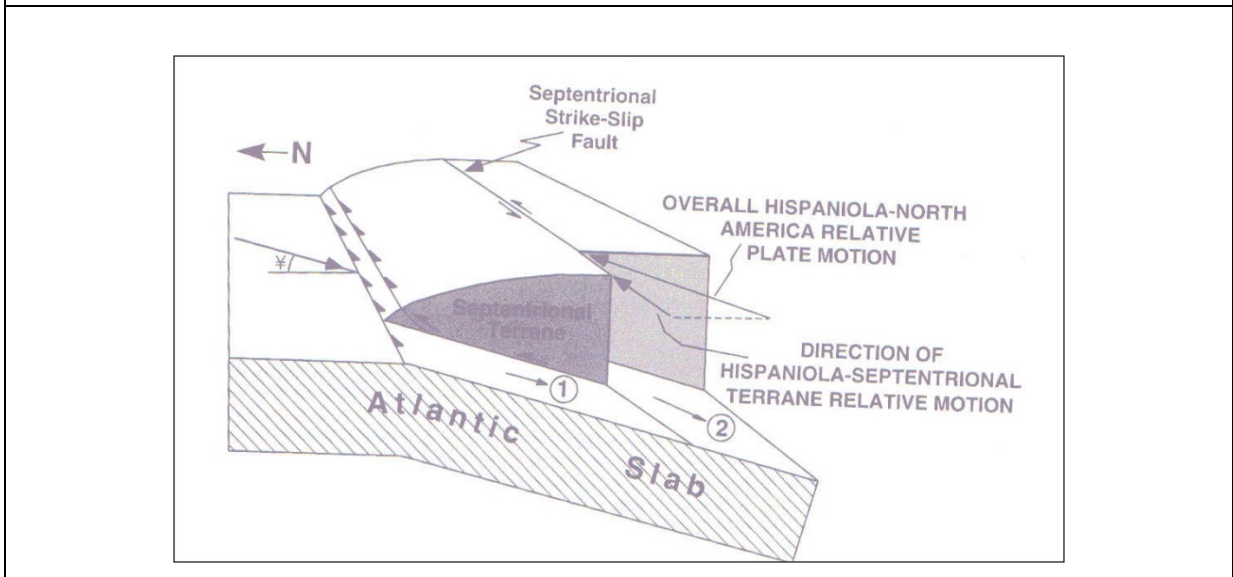


Fig. 12 - Bloque diagrama propuesto en Dolan y Mann (1998: relaciones de movimiento de desgarres sinestros y cabalgamientos dentro de un contexto de convergencia oblicua distribuida en el límite septentrional de la placa Caribeña.

Entre los dominios que la integran, el más meridional, la sierra de Bahoruco, constituye un fragmento emergido de la meseta oceánica del Caribe. Los territorios situados entre este dominio y la cuenca trasera propiamente dicha del arco de isla (el Cinturón de Peralta), fueron incluidos por Mann *et al.* (1991 a) en el terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, y presentan más dudas sobre su adscripción regional. Esto es así por cuanto se desconoce si su sustrato está formado por la meseta oceánica que aflora en la sierra de Bahoruco (Mann *et al.*, 1991, 2002) o si, por el contrario, este sustrato podría estar constituido por unidades meridionales del arco isla similares o lateralmente equivalentes a las observadas como sustrato en el Cinturón de Peralta (Díaz de Neira 2000 a; Gómez Sainz de Aja, 2000 a). Por el momento, se desconoce la posición y naturaleza del límite entre ambas unidades tectónicas. Esta cuestión tiene que ver, además, con la continuidad hacia el oeste del prisma acrecional de la fosa de Los Muertos, que algunos autores sugieren que se prolonga hacia el interior de la isla (Biju Duval 1983; Dolan *et al.* 1991) pero que otros sugieren que se interrumpe contra una supuesta transformante de Beata o lo desplazan a favor de ésta (Mann *et al.* 2002). Ayuda a esta indefinición el hecho de que mientras que al este de la supuesta transformante, se conoce bien la estructura cortical de la Española y Puerto Rico que responde a dos zonas de subducción, una al norte y otra al sur, con buzamientos hacia el interior de estas islas, sin embargo al oeste del accidente de Beata la estructura cortical es desconocida.

3.3. Marco geológico-estructural de la cuenca de San Juan-Azua

La denominada cuenca de San Juan-Azua constituye en realidad, la porción central y noroccidental de una cuenca de dirección NO-SE cuyo extremo es conocido como Cuenca de Azua, que conecta hacia el Oeste con la cuenca de Enriquillo. Estas cuencas, junto con otras similares y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector suroccidental de la isla, se han integrado en el poco definido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann *et al.* 1991). La estructura regional es del tipo "domos y cubetas" ("*dome and basin structure*"), consistente en una serie de cubetas sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, separadas por domos anticlinales con inmersiones opuestas a lo largo del eje, cuyos márgenes suelen ser cabalgantes sobre las cubetas (Mann *et al.* 1991). Individualmente, cada una de éstas tiene una sección del tipo "*ramp valley*". Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno-Pleistoceno, de ambientes marinos en la base y

continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Por su parte, los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno Medio, parte de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con el Grupo Peralta. No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaine de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas atribuidas al intervalo Cretácico Superior-Eoceno. En el estricto ámbito de la cuenca de Azua-San Juan, las rocas más antiguas aflorantes en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrerito (Mioceno), que probablemente sea la formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

La cuenca de Azua-San Juan se sitúa en el antepaís del cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas por la evolución estructural de aquél. Los domos o estructuras anticlinales citados, no son sino una respuesta del sustrato de la cuenca al avance de la deformación hacia el antepaís a medida que progresaba la convergencia, posiblemente oblicua, con el margen septentrional del plateau oceánico del Caribe, supuestamente aflorante en la sierra de Bahoruco (Mann et al 1991).

Aparte de las características estructurales específicas de cada macrodominio (basamento, Cinturón de Peralta, cuenca de San Juan-Azua), hay una importante tectónica común a todos ellos que es la tectónica de desgarres cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir del Mioceno, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieron soldados.

Pese a que la presencia de la cresta de Beata en la zona de estudio es muy localizada y se limita al mar adentro (*offshore*) de la bahía de Ocoa, los efectos de la indentación afectan a un amplio sector de la misma y de forma especial, al suroccidental. Entre sus efectos se encuentra una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio indenter que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20 km discurre desde la citada bahía de Ocoa hasta, al menos, las inmediaciones de Bonao, corredor que parece ser una importante fuente de sismicidad (Chiesa et al 1999).

Por último, hay que hacer mención, por sus implicaciones neotectónicas, al volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, cuya presencia al norte de la zona de estudio es amplia, al disponerse en una banda de dirección NNE-SSO y 10 a 20 km de

ancho, que ocupa parte de las Hojas de Pueblo Viejo, San José de Ocoa, Yayas de Viajama, Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Gajo de Monte y Constanza. En la zona predomina el carácter calcoalcalino, con el que dieron comienzo las emisiones, si bien también existen puntuales evidencias de emisiones alcalinas, como es el caso de El Mogote, en el mapa de Pueblo Viejo. Estas emisiones son más abundantes hacia el Oeste, en el ámbito de San Juan. Para algunos autores (Mann et al 1991), el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y la cresta de Beata, así como su similar edad, junto con la progresiva migración del primero hacia el Norte, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén del todo alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que alternativa o adicionalmente, el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

Además de esta descripción geológico-estructural dentro de un marco regional se puede hablar con más detalle de la estructura de la cuenca de Azua-San Juan.

La estructura de la cuenca de Azua-San Juan ha sido objeto de algunos estudios significativos, entre los que destacan los derivados de la exploración de hidrocarburos, recopilados y complementados con aportaciones propias en los trabajos de Norconsult (1983) y Mann y Lawrence (1991). Algunos aspectos de la relación tectónica-sedimentación en esta cuenca y la de Enriquillo, han sido tratados en los estudios de Cooper (1983), Biju Duval et al (1983) y sobre todo de McLaughling (1989), McLaughling y Sen Gupta (1991) y McLaughling et al (1991), fundamentalmente estratigáficos. Sin embargo la principal revisión de la estructura de las cuencas de Azua y Enriquillo se debe al trabajo de Mann et al (1991), que ha sido el punto de partida para la elaboración del presente informe. También tiene un gran interés la posterior tesis de Ramírez (1995), no sólo por los estudios de paleoesfuerzos desarrollados en el ámbito de influencia de la cresta de Beata, cuerpo principal de la tesis, sino también porque incluye una descripción de la estructura *offshore* (mar adentro) de la Bahía de Ocoa realizada a partir de la interpretación previa de algunas líneas sísmicas por geólogos de la Mobil, que junto con las líneas sísmicas recogidas en el informe de Norconsult (1983) han sido las únicas que se han podido ser consultadas durante la realización del presente trabajo.

Se denomina Cuenca de San Juan a la depresión que con dirección NO-SE se dispone entre la Cordillera Central (al NE) y la sierra de Neiba (al SO) prolongándose hacia el SE por

la denominada Cuenca de Azua, que constituye su enlace con la Cuenca de Enriquillo, que con dirección E-O se extiende hacia el Oeste. Ocupa el sector suroccidental de las Hojas de Padre Las Casas y Yayas de Viajama. Su estructura es relativamente sencilla, no así en la Cuenca de Azua donde la tectónica propia de la cuenca, como antepaís del Cinturón de Peralta, se superponen, en sus estadios finales, las tectónicas relacionadas con la colisión de la cresta de Beata, por un lado, y el funcionamiento de la falla Plantain Garden-Enriquillo como desgarre sinistral, por otro.

La Fm. Sombrerito es el registro aflorante más antiguo de la cuenca y probablemente también el más profundo alcanzado por los sondeos de prospección petrolífera. Sus bruscos cambios de facies en el sector suroccidental de la zona de estudio, con una tendencia somerizante hacia el techo, son indicadores de que ya existía una cierta inestabilidad tectónica durante su depósito; el posterior relleno de la cuenca se fue acomodando a una estructuración cada vez más compleja. No se conoce cuál es el sustrato de la Fm. Sombrerito ni, por tanto de toda la cuenca, que podría corresponder a la Fm. Neiba aflorante en el núcleo de la sierra del mismo nombre. En cuanto al basamento, tampoco se sabe si los afloramientos aislados de rocas basálticas y volcanoclásticas localizados en determinados puntos de dicha sierra, tienen afinidad con los terrenos de arco-isla de la Cordillera Central o, más bien, con los de la meseta oceánica de Caribe representado en la sierra de Bahoruco.

La estructura de las cuencas de Enriquillo y Azua-San Juan ha sido descrita como correspondiente al tipo “domos y cubetas” (*basin and dome*) por cuanto consiste en anticlinales de dirección NO-SE a E-O y rango kilométrico que separan cubetas sinformes (Mann et al 1991). Los anticlinales suelen tener inmersiones opuestas a lo largo de eje, vergencias en ambos sentidos y generalmente son cabalgantes sobre las cubetas, produciendo en éstas un perfil de tipo “*ramp basin*”.

Dentro de esta geometría regional, la cuenca de San Juan ocupa la posición más noroccidental, estando delimitada al Noreste por el cinturón de Peralta y al SE por la sierra de Neiba, que la separa de la cuenca de Enriquillo. En la cuenca de Azua, diversas lomas forman un arco que orla la Bahía de Ocoa cuya génesis está relacionada con la colisión de la cresta de Beata. Tanto estas elevaciones como las sierras de Martín García y Neiba, corresponden a las estructuras anticlinales de la geometría de “domos y cubetas” y en ellas

aflora el conjunto neógeno más antiguo, la Fm Sombrerito. Internamente, la cuenca de Azua-San Juan también presenta una estructura de plegamiento, con anticlinales y sinclinales de menor rango cartográfico, en ocasiones delimitados por cabalgamientos, que afectan, aunque desigualmente, a toda su serie neógena.

Las principales estructuras tectónicas que determinan el estudio tectónico de “domos y cubetas”, son los pliegues y fallas, que se describirán a continuación.

3.4. Fallas

Las fallas inversas son las más importantes, tanto por su longitud e inclinación como por su salto de falla y dan lugar en algunos casos a cabalgamientos. Entre estos destacan los situados en la sierra de Martín García, los cuales pueden ser observados mediante fotografías LANDSAT, ya que forman una expresión fisiográfica importante que afecta a sedimentos de edad miocena como son las Fms. Sombrerito y Trinchera. En la Fig. 5. aparece representado el Esquema geológico regional, con la localización de las 12 hojas (E. 1:50.000) realizadas en este Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Asimismo, en el esquema tectónico de la Fig. 17. pueden observarse los principales elementos estructurales del marco regional.

Los planos de falla de los cabalgamientos y rocas asociadas, son difíciles de observar ya que la mayoría de los afloramientos, se encuentran localizados en la base de laderas empinadas, que están recubiertas por coluviones. Estos cabalgamientos configuran el relieve de la sierra que tiene alturas de 1000 m, próximos al mar. La dirección de los cabalgamientos es NO SE, aunque forman un alineamiento algo convexo hacia el noreste, su vergencia es doble, unas vergen hacia el norte y otras hacia el sur, siendo su ángulo de buzamiento en las zonas de rampa superior a los 45°. El salto de falla puede llegar a ser superior a los mil metros y el trazado de las fallas, es mayor de 16 km.

Detrás de las fallas inversas, las fallas más importantes tanto por su número como por su expresión morfológica, son las fallas normales. De entre ellas destacan las situadas en la sierra de Martín García y las ubicadas en las formaciones neógenas y cuaternarias. Las fallas tienen dirección NE-SW y NS. Su trazado se extiende a lo largo de algunos kms. y su salto de falla varía desde la decena al centenar de metros.

El tercer tipo de fallas, tiene menor representación cartográfica y son las fallas de desgarre o “*strike-slip*”. Éstas afectan tanto a los sedimentos como a las fallas anteriormente descritas, desplazándolas. La dirección es variable, si bien predominan las orientaciones comprendidas entre N 60° E y N 110° E.

3.5. Pliegues

La zona de pliegues de mayor entidad se encuentra situada en la sierra de Martín García, la cual constituye un anticlinorio, formado por tres anticlinales con dirección NO-SE, limitados por las fallas inversas del lago Enriquillo al SO y las fallas normales de la cuenca de Azua. Los pliegues tienen doble vergencia y sus buzamientos pueden superar los 50°, afectando a los sedimentos calizo-margosos y margas de las Fms. Neiba y Sombrerito. Los ejes de los pliegues dibujan un arco convexo hacia el norte, siendo su “cabeceo” variable desde 20° hacia el SE a 15° hacia el oeste, estando cortadas por fallas normales de gran ángulo. En perfil la semilongitud de onda de los pliegues varía de 1-3 km.

P. Mann et al (1991), consideran que el corto acortamiento y el estilo paralelo de los pliegues del valle de Azua, en el cual se encuentran las Fms. Sombrerito, Trinchera, Quita Coraza y Arroyo Blanco, implica que estos materiales han sido plegados en profundidades relativamente superficiales, después de la sedimentación de la Fm. Arroyo Blanco a lo largo del Plioceno-Pleistoceno. Interpretan que la estructura del valle de Azua como pliegues embrionarios, que se amplían desde el Mioceno hasta el Pleistoceno. Estos pliegues reflejan una comprensión, que empezó en el Mioceno Inferior hasta alcanzar, en el Pleistoceno, la estructura de “*ramp basin*”. La compresión se produciría por la convergencia de la placa del Caribe y la formada por la parte central y oeste de la isla de La Española.

3.6. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en la cuenca de Azua-San Juan.

Los estudios sedimentológicos realizados en los trabajos anteriores han puesto de manifiesto que las facies sedimentarias de las unidades que rellenan el sector occidental de la cuenca de Azua-San Juan son, en términos generales, un tanto más someras que las señaladas por Mc Laughlin et al (1991). Así, en la Fm. Sombrerito se han reconocido carbonatos de ambientes someros (Hojas de Yayas y Azua) que contrastan con la afinidad

pelágica señalada en la Hoja de Pueblo Viejo y la gran variedad de facies de la Hoja de Barrera; igualmente, en la Fm. Trinchera se han identificado ambientes deltaicos frente a las turbiditas de abanicos profundos existentes al oeste y al sur en la Hoja de Pueblo Viejo.

En este sentido, la evolución tectosedimentaria de la cuenca, propuesta por los autores citados, necesitaría ciertas precisiones, aunque en términos generales sigue siendo válida. Así, los cambios de facies observados en el seno de la Fm. Sombrerito implican una cierta estructuración de la cuenca durante el Mioceno, con el depósito de las facies marcadamente más someras en la Hoja de Azua, de tal forma que la cuenca se abriría hacia sectores de mayor batimetría hacia el oeste, en la Hoja de Pueblo Viejo, y el sur, en la Hoja de Barrera.

A partir del Mioceno Medio o Superior, según las zonas, comenzó una sedimentación de tipo turbidítico en la cuenca de San Juan, aunque en la Hoja de Azua sea probablemente de carácter menos profundo que el propuesto por Mc Laughlin et al (1991). En la Hoja de Azua, las turbiditas de la Fm. Trinchera parecen corresponder a medios prodeltaicos más que a abanicos submarinos profundos, si bien en la Hoja de Pueblo Viejo, sí corresponden a abanicos profundos. La Fm. Trinchera no se encuentra en la Hoja de Barrera. En base a los conocimientos regionales existentes, parece evidente que el área fuente estaría constituido por la Cordillera Central y no la sierra de Martín García. Los aportes sedimentarios se canalizarían a favor de un corredor aproximadamente paralelo al frente del Cinturón de Peralta, limitado al SO por un relieve positivo, muy posiblemente la incipiente sierra de Neiba (Mann et al 1991); con esta configuración las facies serían progresivamente más distales hacia el SE, con lo que la aparición de facies más someras, en el entorno de la bahía de Ocoa, indican la presencia, en esa zona, de un alto paleogeográfico, posiblemente relacionado con el comienzo de la aproximación de la cresta de Beata.

A partir del Plioceno Inferior, y como respuesta a la proximidad del frente cabalgante del Cinturón de Peralta, los sistemas sedimentarios evolucionaron a ambientes progresivamente más someros y progradaron sobre los anteriores, completando el relleno de la cuenca bajo un régimen completamente continental. Durante este último periodo (y muy probablemente también antes), la colisión de la cresta de Beata era plenamente efectiva, configurando un alto estructural sobre el que, aparentemente, nunca se llegó a depositar la Fm Arroyo Blanco.

3.7. Marco geológico estructural de la zona de estudio

En las Fig. 6 y Fig. 7 se muestra la zona de estudio en su marco geológico–estructural. En ella, además de los cuatro dominios que se han cartografiado en el presente proyecto, sierra de Neiba, sierra de Bahoruco, sierra de Martín García y cuenca de Enriquillo, se representan otros dominios y estructuras de su entorno que, por intervenir directa o indirectamente en la evolución de aquellos, merecen una mención previa.

Al norte y NE hay que destacar **la Cordillera Central**. Dentro de ella, en su segmento centro-meridional más próximo a la zona de estudio se distinguen dos dominios principales (Mann *et al.*, 1991; Dolan *et al.*, 1991, Heubeck y Mann, 1991; Hernaiz Huerta 2000 a y b; Hernaiz Huerta y Pérez Estaún, 2002): a) un “**basamento**” representado por formaciones oceánicas y de arco isla que fueron generadas y amalgamadas durante el intervalo Jurásico Superior-Eoceno (Bowin 1966, Draper *et al.*, 1994, 1996; Lewis *et al.* 2002); los sectores más occidentales y meridionales de este basamento, están representados por la Fm. Tireo (Bowin 1966) que consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios del Cretácico Superior, perteneciente al Arco Isla Circum-Caribeño; y b) El **Cinturón de Peralta**, parte dominicana del terreno de Trois Rivières-Peralta, consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico Superior- Pleistoceno, que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central (Mann *et al.*, 1991 b; Heubeck y Mann 1991; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún 2002).

El contacto entre estas dos unidades se resuelve mediante un cabalgamiento de la primera sobre la segunda, aunque ha podido ser modificado por fallas con movimiento en dirección: falla de San José-Restauración (Mann *et al.*, 1991 b). No obstante, en algunos puntos se ha podido comprobar el contacto originalmente discordante de algunas formaciones del Cinturón de Peralta (Jura y Ventura) sobre la Fm. Tireo (Díaz de Neira 2000 a; Gómez Sainz de Aja, 2000 a) circunstancia que, por otra parte, permite considerar a esta última formación como el sustrato más probable de al menos una buena parte de la cuenca trasera de Trois Rivières-Peralta

Entre la Cordillera Central y la sierra de Neiba, se localiza la **Cuenca de San Juan** que, con un perfil geométrico sinforme relativamente sencillo, está rellena por más de 7.000 m de

materiales terciarios y cuaternarios correspondientes a ambientes marinos en la base y continentales a techo (Norconsult 1983; García y Harms 1988; Mann *et al.* 1991 b y c). Esta cuenca se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas principalmente por la evolución estructural de éste (Mann *et al.*, 1991 b y c). Su límite norte con este cinturón consiste en una falla inversa o cabalgamiento frontal con un importante salto dirección (falla San Juan-Los Pozos) y algunos autores le atribuyen grandes desplazamientos sinestrales durante el Oligoceno-Mioceno (Pindel y Barret, 1990; Dolan *et al.*, 1991). El límite sur o SE con la sierra de Neiba es, sin embargo, menos neto y se resuelve por medio de un sistema escalonado de fallas de alto ángulo con saltos menores en la vertical y también en dirección. En su extremo SE, donde se produce el enlace con la Cuenca de Enriquillo, la Cuenca de San Juan adquiere el nombre de Cuenca de Azua. Además, este cambio toponímico responde también a un cambio cierto en la geometría de la cuenca que justifica su individualización: a) sustrato elevado respecto a la de San Juan, b) consecuentemente, menor espesor de relleno (inferior a los 3.000 m); y c) mayor complejidad estructural; todos ellos, efectos adicionales producidos por la acción localizada de la indentación de Beata (Díaz de Neira 2000 b) y, probablemente, la falla de Enriquillo.

Otro elemento estructural a considerar en la región es **la cresta oceánica de Beata** (Heubeck y Mann, 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el norte que se dispone en el centro de la meseta oceánica del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de la isla La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann *et al.* (1991 c), la cresta de Beata funcionó a partir del Plioceno Medio como una indentación empujada desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy, 1997).

Por último, hay que hacer mención, por sus implicaciones neotectónicas, al **vulcanismo cuaternario** del sector centro-occidental de la isla, de naturaleza principalmente calcoalcalina aunque en sus estadios finales también hay emisiones de carácter alcalino. Este vulcanismo se dispone en una banda de dirección NNE-SSO y 10 a 20km de ancho que atraviesa la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan hasta entrar ligeramente en la zona de estudio. Para algunos autores (Mann *et al.*, 1991 b) tiene una relación genética con la cresta aunque también sugieren que alternativa o adicionalmente, el vulcanismo pudo

estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

3.8. Estructura de la zona de estudio

3.8.1. La estructura del margen septentrional de la sierra de Bahoruco

La estructura del margen norte de la sierra de Bahoruco es relativamente simple y se puede resumir en los siguientes puntos: a) una disposición monoclinal hacia el N/NE o suavemente plegada de las series calcáreas de Neiba superior y Sombrerito; b) el desarrollo de un frente de mayor deformación, bastante neto, al pie de la sierra, que se asocia al cabalgamiento de estas formaciones calcáreas sobre la Cuenca de Enriquillo; y c) la presencia de fallas rectilíneas de dirección NO-SE con movimiento vertical inverso y en dirección que, en parte, modifican este frente y producen la compartimentación de todo el flanco en bloques progresivamente más elevados hacia el interior de la sierra y ligeramente cabalgantes hacia el exterior de la misma (Fig. 6 y Fig. 13).

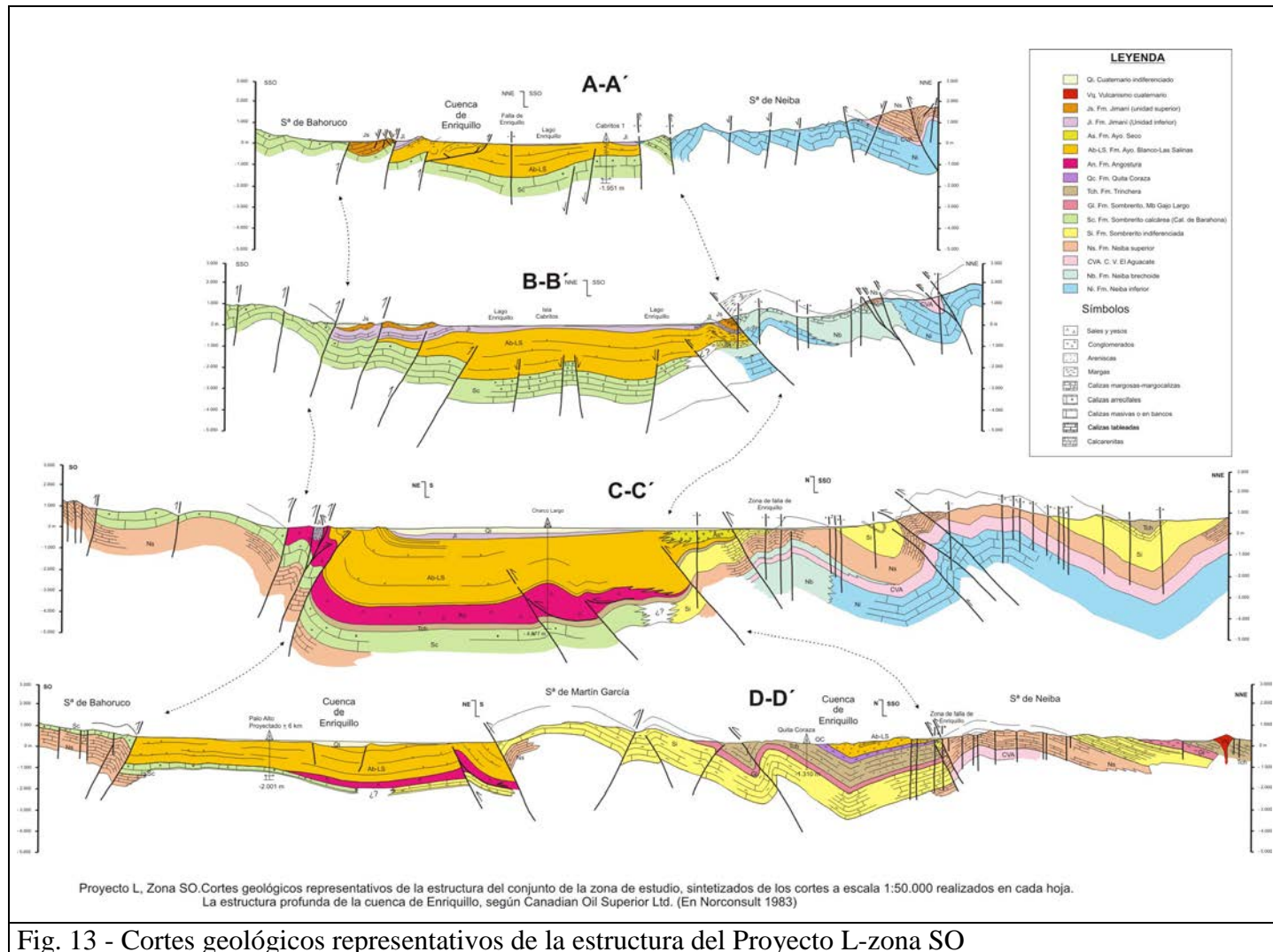


Fig. 13 - Cortes geológicos representativos de la estructura del Proyecto L-zona SO

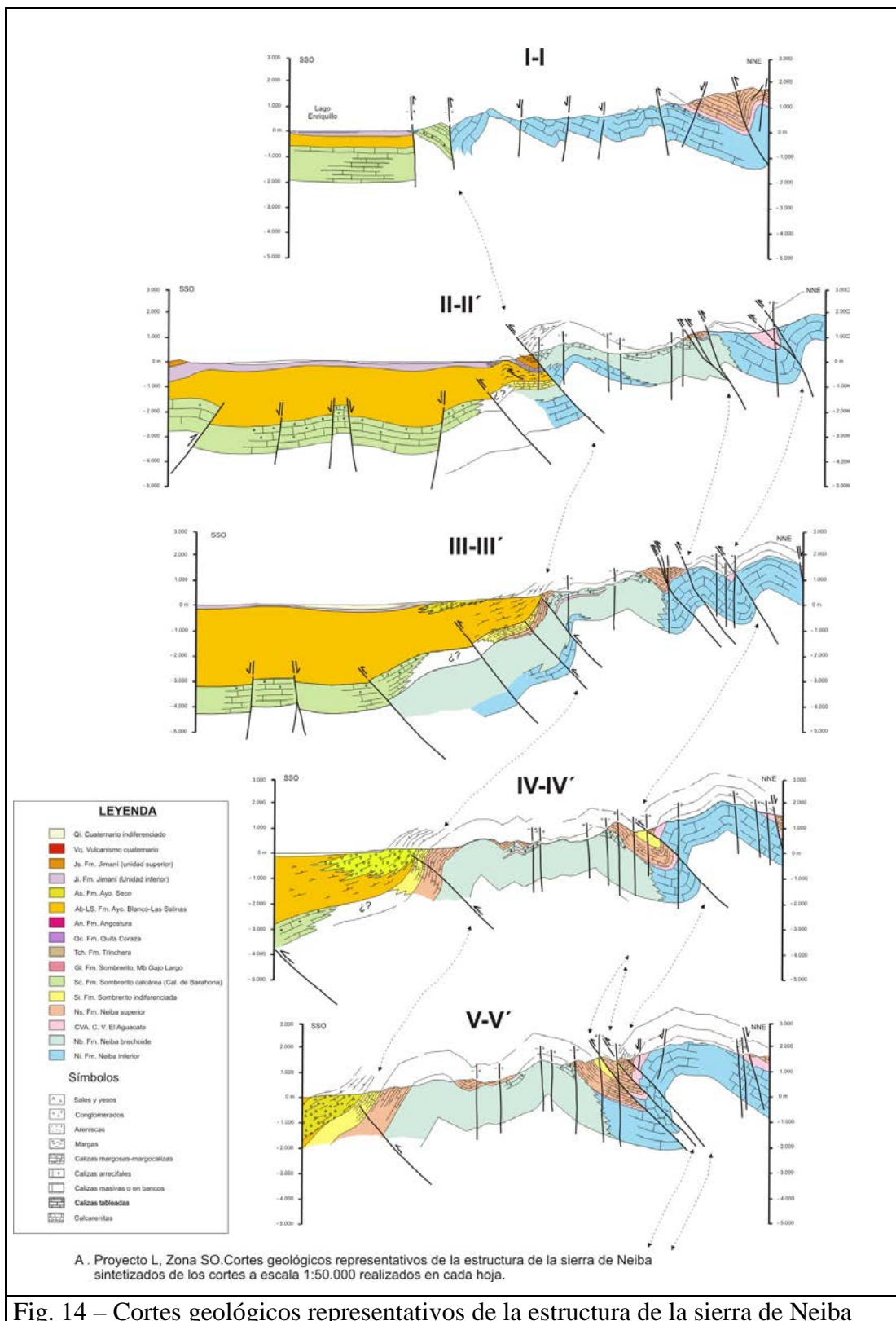


Fig. 14 – Cortes geológicos representativos de la estructura de la sierra de Neiba

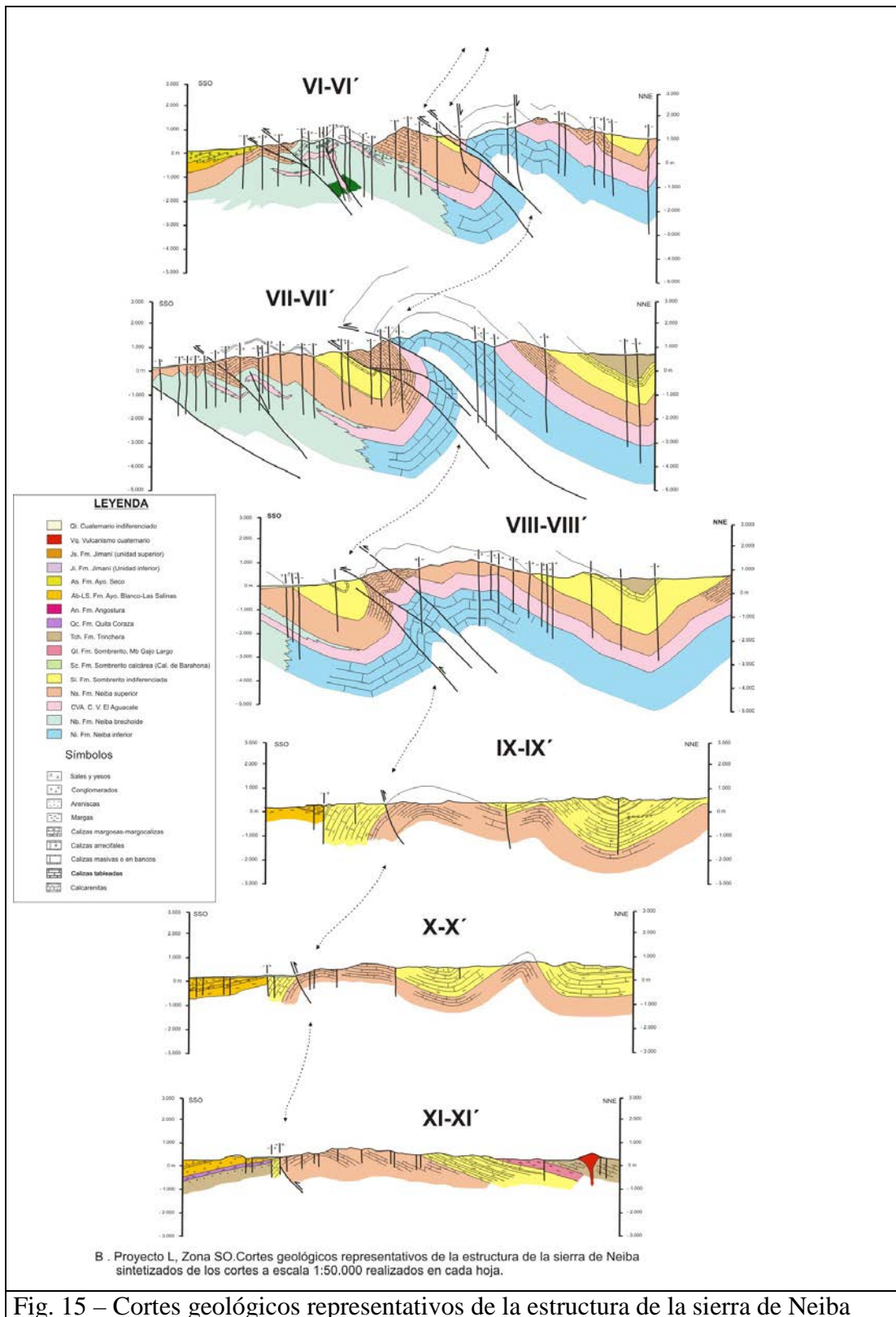


Fig. 15 – Cortes geológicos representativos de la estructura de la sierra de Neiba

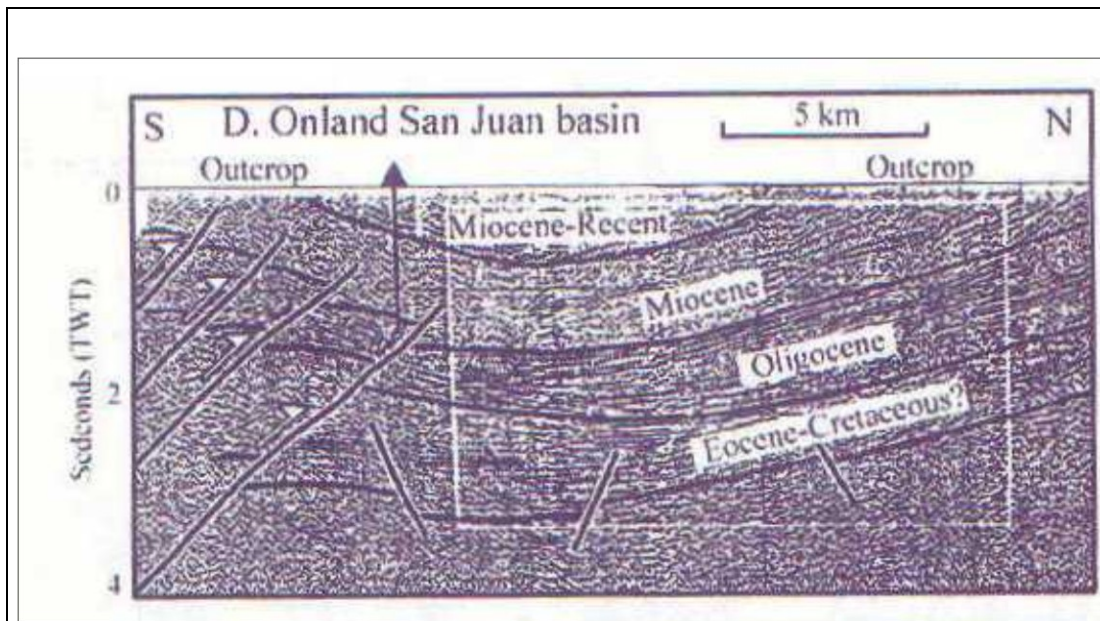


Fig. 16 – Línea sísmica de la Cuenca de San Juan. Interpretación Mann et al., 1999, modificada de Nemeč (1980)

**CORRELACIÓN DE LA GEOLOGÍA Y LA ESTRUCTURA DE LA ZONA L-Sudoeste CON
EL MAPA AEROMAGNÉTICO DE GRADIENTE VERTICAL**

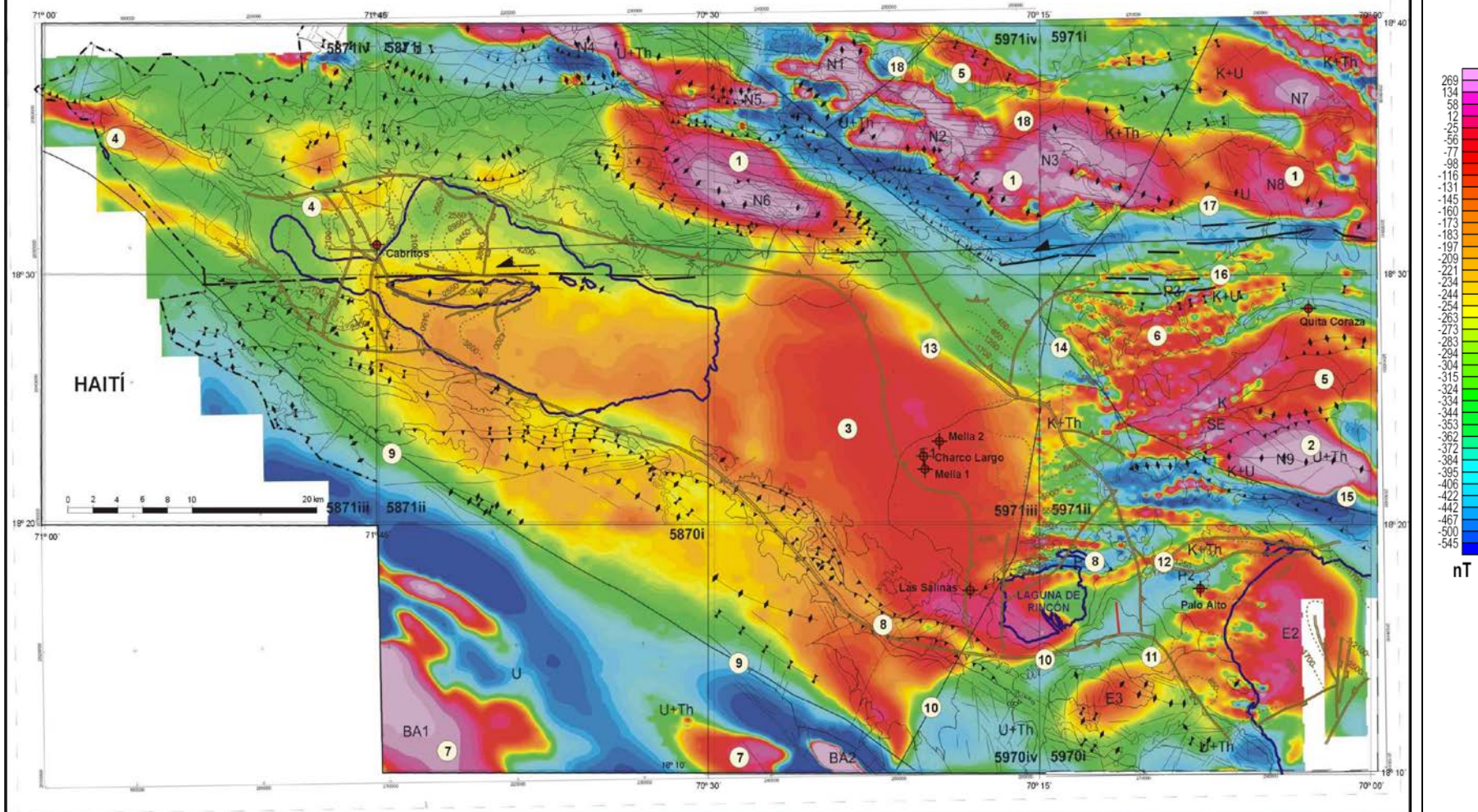


Fig. 18 – Relación de la geología con el mapa aeromagnético de la zona del Proyecto L-SO

La tendencia monoclinial hacia el N/NE o suavemente plegada de las series calcáreas de Neiba superior y Sombrerito se observa bien en paisaje y queda reflejada en los cortes de la Fig. 14) del sector central de este dominio (hojas de Duvergé y La Salina). Los buzamientos son suaves, entre 10° y 30° , aunque localmente se acentúan en las proximidades de las fallas inversas. De hecho, el suave plegamiento que afecta a estas series se relaciona con el funcionamiento de estas fallas y, en general, sigue su misma orientación NO-SE. Algo más compleja es la situación en el sector NO, correspondiente a la Hoja de Jimaní, donde los pliegues que afectan a la Fm. Sombrerito presentan una disposición escalonada en sentido dextral con trazas axiales de dirección E-O que se interrumpen de forma asintótica contra una falla que, ya en territorio haitiano, marca el contacto con la Fm. Neiba superior. Fallas satélites y subparalelas a ésta, con igual sentido de movimiento en dirección dextral e inverso, producen el mismo efecto en las trazas de los pliegues que hay a uno y otro lado de ellas y delimitan la pequeña depresión cuaternaria de El Limón a modo de cuenca transpresiva (Fig. 17) El límite entre estos dos sectores y el contraste entre el estilo estructural de uno y otro, lo determina una falla o sistema de fallas de orientación ENE-OSO y movimiento en dirección sinistral que discurre por la parte meridional de la Hoja de Duvergé.

La tendencia monoclinial o de suave plegamiento de esta vertiente se interrumpe bruscamente al pie de la misma y el estilo estructural pasa a ser el de un frente deformado, muy localizado, que marca el contacto del dominio de la sierra de Bahrucó con la Cuenca de Enriquillo. El contacto es cabalgante y se resuelve mediante un sistema de fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo que en las transversales orientales (La Salina, Barahona) suman desplazamientos verticales para el conjunto de la sierra superiores a los 3.000 m. En contraste, la traslación en la horizontal es pequeña ya que en ningún caso supera 1 o 2 km. Acorde con la cuantía de su desplazamiento vertical, la deformación es máxima en la transversal de La Salina y en ella, la geometría del margen de la cuenca consiste en un flanco subvertical o invertido, parcialmente ocultado bajo el frente de cabalgamiento (Fig. 13). Forma parte de este flanco la Fm. Angostura que en el centro de la cuenca se localiza a más de 2.000 m de profundidad (Norconsult 1983; Mann et al. 1999). Esta formación aflora en varias bandas, a modo de escamas, limitadas en general por cabalgamientos, pero los contactos anómalos (sustractivos) con algunas de las formaciones adyacentes (p.e. Fm.

Jimaní) sugieren posibles movimientos halocinéticos consecuentes con sus litologías (“Mina de Sal y Yeso”) que ya han sido referidos en la literatura (Linás 1972). En esta transversal, el cabalgamiento más externo pone en contacto la citada Fm. Angostura sobre la Fm. La Salina mientras que el más interno superpone las Fms. Neiba superior, Sombrero o Lemba sobre la Fm. Angostura (Fig. 6 y Fig. 7). Hacia el SE, en la transversal de Barahona, la geometría del frente es más sencilla al no estar involucrada en él la Fm. Angostura y se ha interpretado que corresponde a un cabalgamiento neto, oculto bajo los depósitos cuaternarios, de plano subvertical, que superpone la Fm. Neiba superior sobre la Fm. Trinchera, con un salto también superior a los 3.000 m. (Fig. 13)

Hacia el NO, en el sector más occidental de la Hoja de Duvergé y sobre todo en la Hoja de Jimaní, el frente se pierde como tal y el contacto entre la sierra de Bahoruco y la Cuenca de Enriquillo se produce de forma escalonada por medio de las fallas direccionales-inversas descritas anteriormente y de algunos cabalgamientos asociadas a éstas. En esta zona los datos obtenidos en la exploración del subsuelo de la cuenca indican la ausencia de depósito de las Fms. Angostura y Trinchera, cuyo acuñaamiento definitivo hacia el oeste se produce, en el primer caso, aproximadamente a la altura del meridiano de Duvergé, y en el segundo, algo más al oeste (Canadian Oil Superior Ltd. 1979; Norconsult 1983). El sondeo Cabritos confirma este acuñaamiento y su columna estratigráfica registra el depósito de la Fm. Arroyo Blanco-La Salina directamente sobre la Fm. Sombrero (calizas de Barahona) (Mann et al. 1991 b; de León 1983). La cartografía de la Hoja de Jimaní y los cortes deducidos de ella son consistentes con estos datos y muestran la disposición discordante y en onlap de las Fms. Arroyo Blanco-La Salina y Jimaní, con un buzamiento al sur, contra el sustrato de la Fm. Sombrero (Fig. 13), que mantiene la tendencia monoclinial o de hundimiento hacia la cuenca. Los depósitos conglomeráticos más altos de esta última formación (término superior de la Fm. Jimaní), que se desarrollan todo a lo largo del frente de la sierra, se interpretan como una tectofacies relacionada con su levantamiento. Por otra parte la cartografía de la Hoja de Jimaní también revela que las formaciones Arroyo Blanco-La Salina y Jimaní están afectadas por una deformación interna peculiar que se concreta en pliegues muy localizados y apretados de plano axial subvertical o vergentes al norte, es decir, en sentido contrario al de su buzamiento general. En los cortes (Fig. 13), se interpreta que estos pliegues se generan de dos formas: a) se localizan directamente encima de fallas inversas que afectan al sustrato y reproducen movimiento de éstas; o, b) se producen a favor y en el frente de una superficie de despegue interna subhorizontal o ligeramente inclinada que, a su vez, se

genera por el efecto de contrafuerte (*buttressing*- Gillcríst *et al.* 1988) que la serie ejerce contra el plano subvertical de una de estas fallas que afectan al sustrato.

3.8.2. La estructura del interior de la cuenca de Enriquillo

El completo recubrimiento de la cuenca de Enriquillo por materiales cuaternarios condiciona que el conocimiento de su estructura interna sólo se pueda abordar mediante técnicas geofísicas y perforaciones. Éstas se han realizado para la exploración petrolífera de la cuenca, principalmente durante la década de los 70 y continúan en la actualidad, aunque con carácter muy discontinuo y localizado. Durante la realización del presente proyecto no se ha podido tener acceso a la documentación original generada en estos estudios y por tanto no se han realizado trabajos adicionales en este sentido; por ello, la descripción que a continuación sigue es, fundamentalmente, un resumen de los informes realizados por Norconsult (1983) sobre los trabajos de la Canadian Oil Superior Ltd. (1979) y de la más reciente revisión de Mann *et al.* (1999) a partir de éstos.

Los dos trabajos coinciden básicamente en la estructura del interior de la cuenca. Ésta se recoge en la Fig. 6 para el techo de la Fm. Sombrerito, simplificada del citado informe de Norconsult y en la Fig. 16, tomada del propio trabajo de Mann *et al.* (1991). Llama la atención en los dos trabajos la similar cartografía, en el sector oriental de la cuenca, de dos fallas inversas o cabalgamiento de dirección NNO-SSE, completamente oblicuos al resto de directrices estructurales del entorno de la cuenca. Ambos cabalgamientos tienen vergencia oeste, el más oriental con un salto muy pronunciado (2800 mseg = 4.500 m, aprox.) y mayor que el occidental (750 mseg = 1.300 m, aprox.). Estos dos cabalgamientos, junto con el margen meridional de la sierra de Martín García y alguna otra estructura asociada, dividen el subsuelo de la cuenca en varios bloques, algunos de ellos con altos estructurales de geometría anticlinal, que fueron el objetivo principal de la exploración petrolífera. Mann *et al.* (1999) los denomina, de oeste a este, bloques del Lago Enriquillo, Angostura, Mella, Vicente Noble y Bahía de Neiba (Mann *et al.* 1999). La descripción detallada de los mismos se puede encontrar en este trabajo. La profundidad del techo de la Fm Sombrerito es máxima (3.800 mseg = 6000-6500 m, aprox.) en el Bloque Mella, en su zona de contacto con el cabalgamiento oriental, y en el resto de la cuenca se sitúa a cotas medias aproximadas de 3.500-4.000; en los altos estructurales más elevados esta cota asciende hasta los 1500-2000 m

La cartografía del subsuelo de la cuenca también recoge la posición de los frentes de las sierras de Neiba y de Bahoruco. En la sierra de Bahoruco, el frente coincide con el cartografiado en superficie y no hay ramales o cabalgamientos satélites de éste hacia el interior de la cuenca. En la sierra de Neiba, no hay una correspondencia clara entre los cabalgamientos más frontales cartografiados en superficie y frente cabalgante de la sierra cartografiado por los petroleros, que parece situarse algo más al sur que aquellos. En este último caso, la cartografía de Mann *et al.* (1999) sustituye el frente cabalgante por la traza rectilínea de la falla de Enriquillo.

Coexistiendo con esta estructura general de tipo contractivo, en diversos puntos del interior de la cuenca también se han cartografiado fallas normales que, en general tienen una dirección N-S a NE-SO y se concentran especialmente en los altos estructurales. Este es el caso de la estructura de la isla Cabritos, que fue objeto de investigación y perforada por el sondeo del mismo nombre. La estructura está formada, en su totalidad, por un sistema de fallas normales de dirección N-S, ENE-OSO y E-O, algunas de las cuales parecen tener continuidad con fallas cartografiadas en superficie, por lo que se podrían interpretar dentro del mismo contexto de la fracturación que afecta a toda la zona.

Mención aparte merece la única estructura aflorante en el interior de la cuenca: el cabalgamiento de la laguna de El Rincón. Se trata de un cabalgamiento aislado, de dirección E-O, a favor del cual aflora la Fm. Angostura; de él, llama principalmente la atención su vergencia sur, contrapuesta (y oblicua) a la de la sierra de Bahoruco, pese a su proximidad a ella. El carácter aislado y peculiar de esta estructura puede que no sea tal, si se considera que la misma vergencia se repite más al este en el doble cabalgamiento que, en el subsuelo, limita por el sur la sierra de Martín García. Ambas estructuras producen una anomalía continua en el mapa aeromagnético y no se debe excluir que puedan estar conectadas. En cualquier caso, la traza tan oblicua, casi perpendicular de este cabalgamiento respecto al frente de la sierra de Bahoruco sugiere la presencia, entre ambas estructuras y oculta bajo los depósitos cuaternarios, de una falla de dirección NO-SE y trazado rectilíneo, subparalela al resto de las cartografiadas en esta sierra.

Los geólogos de la Canadian Oil Superior Ltd. (1979) interpretaron los cabalgamientos del interior de la Cuenca de Enriquillo como estructuras que acababan enraizando en una superficie general de despegue que ellos identificaron con el techo de la Fm. Sombrero. En su reinterpretación de las líneas sísmicas, Mann *et al.*, (1999) descartan la existencia de una

superficie de despegue y dibujan planos de cabalgamiento subverticales que también afectan a la Fm. Sombrero y penetran al menos hasta la parte alta de la Fm. Neiba superior (Fig. 16). A la vista de la cartografía de superficie y sin más datos que los ya citados, parece que esta última es una opción más congruente con la estructura regional. No obstante, también es cierto que en las líneas sísmicas se observa una desarmonía en el plegamiento y despegue de la Fm. Angostura respecto a las infrayacentes Fms Trinchera (muy adelgazada) y Sombrero, así como una tendencia de esta formación a acumularse y formar engrosamientos diapíricos en las charnelas anticlinales. Por esta razón, no se descarta que, al menos en el ámbito de depósito de la Fm. Angostura, se puedan producir despegues parciales de la serie a favor de cabalgamientos locales algo más tendidos que enraizarían en esta formación; este pudiera ser el caso, y así se ha interpretado en los cortes, del mencionado cabalgamiento de la laguna del Rincón (Fig. 13).

3.8.3. La fracturación. La falla de Enriquillo

La zona de estudio está afectada por una intensa fracturación, cuyo estudio en detalle excede los objetivos del proyecto. Por esta razón, en este trabajo se ha optado por hacer un análisis cartográfico de la misma, enfocado principalmente a determinar su posible relación con las estructuras de plegamiento y cabalgamiento descritas en párrafos anteriores. Las pautas de la fracturación son muy complejas y su incidencia es desigual en los distintos dominios que intervienen en la zona de estudio, aunque sobre esta última cuestión hay que prevenir ante el posible efecto distorsionador que conlleva una cartografía regional realizada por distintos autores.

En la Fig. 17 se representan las principales fallas y fracturas que afectan a la zona de estudio, seleccionadas y sintetizadas a partir de las cartografías 1:50.000 de cada Hoja. Se han resaltado en color y por familias o sistemas, aquellas fallas en las que las evidencias cartográficas permiten asignarles un sentido de movimiento. Se han dejado en blanco y negro y sin resaltar aquellas fallas en las que no se ha podido determinar el sentido de movimiento o en las que éste no es tan evidente, aunque en algunas de ellas también se ha indicado.

Hay dos sistemas en los que sus fallas presentan direcciones y sentidos de desplazamiento bastante consistentes. Son los sistemas NNO-SSE y ENE-OSO que, en planta, reproducen

mayoritariamente sentidos de movimiento en dirección, dextrales y sinestrales, respectivamente. Ambos sistemas alteran y modifican las trazas de los pliegues y cabalgamientos pero es el segundo el que de forma más clara muestra una relación genética con ellos, como se desprende de sus relaciones de corte, asintóticas y escalonadas. Este sistema es el principal responsable de los giros en planta y alabeos de las estructuras mayores de la zona de estudio, especialmente en la sierra de Neiba, donde, además, sus fallas delimitan transversalmente las terminaciones de los grandes núcleos anticlinales y les confiere un aspecto romboidal o de facoides a gran escala. Pese a estos efectos cartográficos tan evidentes, las fallas asociadas a este sistema tienen trazados en superficie poco netos y discontinuos que quizá se puedan explicar por su funcionamiento temprano desde las primeras etapas del plegamiento o, también, porque en realidad representen el reflejo en superficie de accidentes de zócalo.

El sistema NNO-SSE tiene su mayor incidencia en el sector central de la sierra de Neiba y en el sector SO del margen norte de la sierra de Bahoruco, donde sus fallas presentan, especialmente en la primera, trazados muy netos y acusados desplazamientos en planta con sentido dextral. En la sierra de Neiba, algunas fallas de este sistema producen, en pliegues y cabalgamientos, efectos similares al descrito anteriormente, que evidencian su desarrollo simultáneo con ellos, aunque, en general este sistema muestra, respecto al anterior, mayores pautas de sobre imposición a las estructuras. En esta misma sierra, este sistema de fallas presenta un cierto giro en planta y pautas asintóticas, al menos en apariencia, contra la traza discontinua de la falla de Enriquillo, consistente con el sentido de movimiento sinistral de ésta. Se han incluido dentro de este mismo sistema, las fallas de dirección NO-SE que afectan, con igual sentido de desplazamiento, a la sierra de Martín García y al sector NO de la sierra de Bahoruco, si bien no se descarta que, al menos en este último caso, se trate de sistemas individualizados diferentes.

En la Fig. 17 se ha separado con distinto color, un sistema de dirección NE-SO a NNE-SSO, con un registro casi exclusivo en la sierra de Neiba donde se caracteriza por cortar a las estructuras principales en sentido casi perpendicular. Las fallas de este sistema tienen pautas de movimiento peor definidas que los anteriores y parte corresponden a fallas con componente normal y otra parte a desgarres con desplazamientos menores tanto dextrales como sinestrales.

Completan el esquema de fracturación de la zona de estudio numerosas fallas de dirección E-O a ONO-ESE que, en general, muestran desplazamiento sinestrales de pequeña cuantía. Estas fallas son subparalelas a la falla de Enriquillo y se desarrollan principalmente al norte de ésta, donde parecen conformar un corredor o una banda o de cizalla muy distribuida que coincide en anchura con el propio dominio de la sierra de Neiba.

Elemento principal dentro del esquema de fracturación es **la falla de Enriquillo**. En su prolongación hacia el oeste por la península meridional de Haití, esta falla presenta un trazado E-O relativamente neto al que se asocian inflexiones contractivas, escarpes, desplazamientos de la red de drenaje y elevaciones de arrecifes subactuales, que han permitido determinar sin ambigüedad su sentido de desplazamiento sinestral (Mann *et al.*, 1995), aunque no del todo la cuantía del mismo, que algunos autores han estimado en 30-50 km (Van der Berghe 1983; Calmus 1983). En territorio dominicano, ya dentro de la zona de estudio, esta falla queda oculta bajo los depósitos cuaternarios del Lago Enriquillo y a partir de aquí, comienzan las estructuras en relevo y los puentes y su trazado cartográfico es difícil de determinar hasta su completa desaparición en el seno de la Cuenca de Azua, posiblemente contra el accidente de Beata. En el presente trabajo se adopta como solución más plausible, la propuesta por Mann (1983) y Mann *et al.* (1991) que en sus cartografías, sitúan la falla coincidiendo con la costa norte de la isla Cabritos y con la terminación meridional de la sierra de Neiba. En la zona del Lago Enriquillo, este autor basa sus argumentos en la estructura anticlinal muy localizada que (en las líneas sísmicas) se observa en el subsuelo de la isla Cabritos: el autor interpreta esta isla y las dos más pequeñas situadas hacia el este, como tres anticlinales sucesivos, escalonados en sentido sinestral contra la traza de la falla. Refuerza su hipótesis, el levantamiento topográfico del arrecife subactual a la altura de Las Clavellinas, medido por el mismo autor y colaboradores por medios taquimétricos y que se relaciona con el movimiento de la falla (Taylor *et al.*, 1985). En el presente trabajo, se ha podido comprobar, en este mismo punto (Hoja de la Descubierta, X: 0230800.; Y: 5047600), un notable basculamiento hacia el sur (20-25°) de la serie limoarcillosa que acompaña al arrecife, que se puede atribuir al mismo efecto.

En el sector más oriental de la zona de estudio, la falla de Enriquillo se relaciona con el trazado rectilíneo del margen meridional de la sierra de Neiba más aún si se considera la disposición escalonada sinestral de los pliegues que afectan a esta sierra, contra ella. En este sector, Mann *et al.* (1995) ya identificaron escarpes de terraza, contrastes de

vegetación, desplazamientos en la red de drenaje y manantiales con travertinos que asociaron con su movimiento. En el presente trabajo se han cartografiado varias fallas de dirección E-O que cortan y desplazan los sistemas de abanicos aluviales más antiguos procedentes de esta sierra, sin que ninguna de ellas se pueda identificar con la traza concreta de esta falla, aunque también puede ocurrir que en este sector la falla se ramifica en varios ramales.

3.8.4. Correlación de la estructura con el mapa de aeromagnético.

Al comienzo de los trabajos cartográficos, la geofísica aerotransportada se ha revelado como una herramienta de gran utilidad para definir la estructura regional y fijar los principales objetivos a investigar en cada zona. Sin embargo, a medida que avanzaban los trabajos, se ha podido comprobar una gran fidelidad entre la geología y estructura de superficie y las anomalías geofísicas. Por esta razón, una vez concluida la cartografía parece razonable revisar la correlación entre ambas. En la zona SO del proyecto L esta correlación se realiza con el mapa de gradiente magnético vertical ya que ofrece una imagen más próxima a la superficie que el reducido al polo. En esta zona el mapa radiométrico presenta amplias áreas con vacíos de datos y su respuesta no ofrece mejoras respecto al de gradiente vertical.

En la Fig. 18 se han superpuesto los contactos geológicos y las estructuras extraídas del esquema geológico regional de la zona (Fig. 6) al mapa de gradiente vertical, en el que se han dejado las etiquetas correspondientes a las principales anomalías descritas en el informe de preliminar elaborado al comienzo de este proyecto por García Lobón (2003). Los números corresponden a las distintas anomalías, puntos o alineaciones que se enumeran a continuación y que, para este efecto, se han dividido en aquellas relacionadas con la litología y las que reflejan aspectos estructurales.

3.8.4.1. Anomalías relacionadas con la litología

Probablemente la correlación más obvia en toda la zona corresponde a las de anomalías N1 a N8 con el vulcanismo del Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate. Esta correlación es tanto litológica como estructural por cuanto estas anomalías reproducen la presencia de este vulcanismo y las estructuras anticlinales a las que está cartográficamente asociado,

incluida su disposición escalonada. Sin embargo, llama la atención que estas anomalías reproduzcan mejor la estructura de los anticlinales que el propio contorno de los afloramientos del Complejo Volcanosedimentario, lo que no ocurre con otras anomalías de origen litológico. Se desconoce si la anomalía recoge la fuente profunda del vulcanismo, aunque a este respecto hay que recordar que en la Fm. Neiba inferior, que ocupa el núcleo de las estructuras, no se han observado inyecciones, diques u otro efecto que vaya a favor de esta hipótesis.

Una anomalía similar a las anteriores coincide con el núcleo de la sierra de Martín García por lo que es de esperar que en niveles relativamente someros de la Fm. Neiba superior también haya intercalaciones volcánicas que, no obstante, no se ha reconocido en superficie.

La anomalía E1 que ocupa toda la zona central de la cuenca se interpreta en el informe preliminar como una "placa magmática" asentada a una profundidad entre 3.000 y 4.500 m y que pudiera corresponder a una lámina basáltica. Parece acertada esta interpretación puesto que el sondeo Charco Largo identifica dentro de la serie de la Fm. Angostura varias intercalaciones de dioritas hornbléndicas.

Las intercalaciones volcánicas que presenta la Fm. Sombrerito en la Hoja de Boca Cachón producen anomalías puntuales muy netas. El tipo de anomalía es el mismo que reproducen los afloramientos de esta misma formación en el frente de la sierra de Bahoruco pese a que en ellos no se han identificado intercalaciones volcánicas en superficie.

Los afloramientos de la Fm. Trinchera dan lugar a anomalías que prácticamente mimetizan sus contactos cartográficos. En este caso las anomalías las causa el prácticamente exclusivo origen volcánico e ígneo de los materiales detríticos que constituyen esta formación en los que la magnetita causa anomalías que cartografían fielmente sus contactos.

Una respuesta similar da la Fm Arroyo Blanco en el sinclinal de Los Güiros, también debido a que, puntualmente, en esta zona tiene un contenido elevado en materiales siliciclásticos de procedencia volcánica. Una anomalía negativa reproduce, en el flanco sur de este sinclinal, el tramo cartográfico correspondiente a la Fm. Quita Coraza

En la parte más meridional de la sierra de Bahoruco, en parte fuera de la zona de estudio, las acusadas anomalías denominadas BA1 y BA2 coinciden con los afloramientos de la Fm. volcánica La Ciénaga/Dumisseau del Cretácico Superior.

Los afloramientos de la Fm. Angostura dan una respuesta desigual puesto que el de la laguna del Rincón coincide con una anomalía negativa, mientras que los de La Salina se asocian a una anomalía positiva.

3.8.4.2. Anomalías relacionadas con estructuras.

La sierra de Bahoruco produce una acusada alineación magnética que coincide con el contacto cartográfico fallado y rectilíneo entre las Fms. Neiba superior y Sombrerito (en parte, fuera de la zona de estudio)

En la Hoja de La Salina una alineación magnética NE-SO que pasa por el límite sur de la laguna del Rincón, marca: el límite SE de la anomalía E1 en el interior de la cuenca; el límite SE de la escama de Fm Angostura en el frente de sierra de Bahoruco; y el contacto entre las Fms Neiba superior y Sombrerito al sur de éste. Esta alineación es subparalela a las fallas NE-SO que afectan al frente de la sierra en la transversal de La Salina y se puede interpretar como una de ellas.

Inmediatamente al SE de la anterior, varias fallas de dirección NO-SE separan las anomalías E2 y E3 con un aparente movimiento dextral entre ambas, similar al que se deduce en superficie para fallas de igual orientación en otros puntos de la sierra de Bahoruco.

En esta misma zona una anomalía de gradiente magnético vertical parece conectar el cabalgamiento de la laguna de El Rincón con el doble cabalgamiento que en el subsuelo se ha cartografiado limitando la sierra de Martín García y ello sugiere su posible conexión.

Paralela a la alineación magnética de la sierra de Bahoruco, otra alineación muy marcada determina la terminación NE de la anomalía E1 en el subsuelo de la Cuenca de Enriquillo. Esta alineación se superpone en parte a la traza del cabalgamiento más oriental cartografiado en el subsuelo de la cuenca y se prolonga hacia el NO para marcar el límite meridional de la anomalía que se asocia al anticlinal de Las Cañitas.

Inmediatamente al NE de la anterior y paralela a ella, existe otra alineación magnética que ya se señaló en el informe preliminar. La alineación tiene dirección NO-SE y en su segmento norte viene a coincidir con las fallas o cabalgamientos que limitan el sinclinal de Apolinar Perdomo, si bien también parece que reproduce los materiales margosos poco magnéticos de la Fm. Sombrerito que ocupan el núcleo de este sinclinal. Esta alineación es todavía más

espectacular en su segmento meridional donde produce el giro e inflexión en sentido dextral de la anomalía magnética asociada a las series que conforman el sinclinal de Los Güiros y la estructura de Quita Coraza

Quizá en continuidad con el anterior, el margen meridional cabalgante de la sierra de Martín García coincide con una alineación en la que el acusado contraste de anomalías (mínimo al sur y máximo al norte, es consistente con el fuerte salto en la vertical que se le deduce en la cartografía

Al norte de la sierra de Martín García, el mapa de gradiente vertical reproduce con gran fidelidad el sinclinal de Los Güiros

El trazado rectilíneo del margen meridional de la sierra de Neiba produce una acusada alineación magnética que refuerza la hipótesis de su relación con la traza de la falla de Enriquillo

La anomalías relacionadas con el vulcanismo de la sierra de Neiba y sus anticlinales reflejan desplazamientos o interrupciones bruscas en sentido NE-SO o ENE-OSO que se deben asimilar a las fallas con esta misma dirección cartografiadas en superficie.

3.9. Modelo de evolución tectónica de la zona de estudio y edad de la deformación

La integración de los datos estructurales procedentes de todas las hojas que engloban a la Cuenca de Enriquillo y sus sierras circundantes (Neiba, Bahoruco y Martín García) permite comprender mejor el tipo de deformación regional y la relación entre las diferentes estructuras. El conocimiento regional alcanzado durante la elaboración del Proyecto L-Zona SO (SYSMIN) de Cartografía Geológica de la RD y los datos ya existentes (Mann 1983; Norconsult 1983; McLaughlin *et al.* 1991; Mann *et al.* 1991c, Mann *et al.* 1994; Mann *et al.* 1995; Mann *et al.* 1999; entre otros) permiten observar que la zona de estudio está dominada por estructuras contractivas con una fuerte participación de desgarres. Para su análisis, en una zona de este tipo se debe tener en cuenta tanto la geometría en corte de las estructuras como su desarrollo en planta. La Fig. 16 presenta un mapa estructural integrado, procedente de las diferentes hojas del proyecto y la Fig. 13 una serie de cortes a través de

las estructuras mayores. La descripción detallada de cada zona se puede encontrar en las memorias correspondientes.

Los cortes seriados de la Fig. 13 (ver también Fig. 14) dan cuenta principalmente del carácter compresivo de la estructura general que viene definida por los cabalgamientos de alto ángulo y con sentido opuesto de las Sierras de Bahoruco y de Neiba sobre la Cuenca de Enriquillo y por el perfil sinclinal de ésta entre ambas, que le confiere el carácter de "cuenca entre rampas" (*"ramp basin"*) ya descrito en la literatura (Mann *et al.* 1991 b). Los cortes también muestran el carácter más localizado del frente cabalgante de la sierra de Bahoruco respecto al perfil más transicional entre la sierra de Neiba y la Cuenca de Enriquillo, así como los cabalgamientos en el interior de ésta que, con vergencia sur, involucran a la Fm. Angostura, con un comportamiento halocinético añadido. En el corte más oriental, la sierra de Martín García emerge como un gran anticlinal en el seno de la cuenca, con márgenes cabalgantes sobre ella, el meridional, de alto ángulo y con un importante salto en la vertical, y el septentrional, más gradual, se articula con sucesivos cabalgamientos de ángulo medio y menor salto. No son cortes geológicos de "*plane strain*", debido a la existencia de muchos desplazamientos fuera del plano (desgarres) y por ello solo proporcionan una idea de una componente del acortamiento, el medido perpendicularmente a la dirección de los pliegues, que para el horizonte de la base o el techo de Fm. Sombrerito (y equivalentes) se ha calculado de 7,5 km (10%), en el corte C-C', a 11,75 km (15%), en el corte D-D'.

En la sierra de Neiba, los cortes (Fig. 14) muestran la geometría dominante de sus pliegues con ángulos entre flancos relativamente abiertos (120°) a algo cerrados (75°) y planos axiales subverticales o ligeramente vergentes al sur. Una excepción a esta pauta general es la estructura cabalgante del anticlinal de El Aguacate sobre el sinclinal de Apolinar Perdomo, en la que la traslación en la horizontal superior a 2 km se resuelve mediante dos cabalgamientos con planos algo más tendidos que producen una vergencia al sur más acusada. El perfil geométrico individual de estos pliegues y, sobre todo, el de esta última estructura, es comparable al de los pliegues de propagación de falla. La ausencia de perfiles sísmicos en el interior de esta sierra impide conocer si, en profundidad, estos planos enraízan con alguna superficie de despegue o, más bien, como parece deducirse de la cartografía, tienden a la verticalización. La estructura del margen norte de la sierra de Neiba, muestra el mismo tipo de pliegues, limitados igualmente por cabalgamientos de alto ángulo,

aquí vergentes al norte (García y Harms 1988). El cambio de vergencia, desde el sinclinal de Vallejuelo hacia el norte, no obstante, se intuye ya en la Hoja de Villarapando (cortes D-D', Fig. 13; y IX-IX', Fig. 15),. Una línea sísmica con buena resolución, realizada para la exploración petrolífera de la Cuenca de San Juan (Fig. 16; Nemec 1980) resulta definitiva de la estructura del margen norte de la sierra de Neiba. En ella, los principales reflectores identificados en el seno de la cuenca resultan afectados, en el contacto con la sierra, por sucesivos cabalgamientos de alto ángulo que se verticalizan aún más en profundidad. Una observación adicional en esta línea es que las secuencias de relleno de la cuenca comprendidas entre estos reflectores apenas muestran acunamiento hacia este margen.

La estructura, en corte, de la sierra de Martín García responde a las mismas pautas que la sierra de Neiba y lo mismo se puede decir de la vertiente norte de la sierra de Bahoruco donde todavía es más evidente la asociación del plegamiento, incluida la franja frontal más deformada, a fallas inversas o cabalgamiento de alto ángulo.

Un análisis de las pautas cartográficas y la evolución en planta de los pliegues y cabalgamientos y su relación con la fracturación ya descritas en apartados anteriores (Fig. 6 y Fig. 17) muestra las siguientes observaciones: 1) los pliegues anticlinales presentan una geometría no cilíndrica, cónica, con doble inmersión de sus charnelas en corto espacio; 2) existe un relevo relativamente rápido de los pliegues, proporcionando una disposición escalonada de los mismos y de los cabalgamientos que los limitan contra fallas o sistemas de fallas que los interrumpen o desplazan asintóticamente hacia su traza; 3) muchos de los aparentes cabalgamientos en el trazado cartográfico se observa finalmente que tienen una importante componente como fallas con movimiento en dirección; 4) existe un gran desarrollo de varios sistemas de fallas con direcciones y sentidos de movimiento, en general consistentes entre sí, aunque las relaciones de corte entre ellos muestran pautas complejas que revelan cambios en el sentido de movimiento a lo largo de su historia.

De acuerdo con lo anterior, la evolución estructural de la zona de estudio se explica bien en un contexto compresivo regulado por desgarres sinestrales o, quizá, en un contexto transpresivo levógiro. El modelo que se propone, al menos para los últimos estadios de la deformación se recoge, de forma simplificada, en el esquema adjunto de la Fig. 17: Responde a un modelo sencillo de cizalla subvertical en régimen transpresivo (o de convergencia oblicua) sinestral que, con dirección E-O y dimensiones regionales afectaría

en su totalidad al ámbito de la zona de estudio durante un amplio lapso de tiempo, de acuerdo con los sedimentos sintectónicos asociados. La dirección de máximo esfuerzo, NE-SO, es aproximadamente normal a la traza de los pliegues y cabalgamientos principales y coincide con la obtenida por algunos autores mediante el análisis de la fracturación (Van den Berghe 1983). Al ser una región con una fuerte heterogeneidad litológica sometida a una deformación rotacional, es difícil clasificar cada una de las estructuras existentes y atribuirles con precisión a un determinado sistema dentro del citado modelo, no obstante, los atributos de las fracturas y la posición de los pliegues y cabalgamientos muestran un alto grado de acuerdo con la interpretación global. Los sistemas de fracturación se han interpretado cinemáticamente en la Fig. 17, respecto a la dirección de la cizalla principal representada por la falla de Enriquillo, en los siguientes términos (Tchalencko 1968, Rutter *et al.* 1986): sistema ENE-OSO, fallas de tipo R o Riedel sintéticas de primer orden; sistema NNO-SSE, fallas de tipo R' antitéticas de primer orden; sistema NNE-SSO, fallas de tipo X, antitéticas de segundo orden; sistemas ONO-ESE a E-O, fallas sintéticas de segundo orden subparalelas (D) o ligeramente oblicuas (P) a la dirección de cizalla principal y con igual sentido de movimiento sinistral que ella; también se identifican fallas normales de NE-SO subparalelas a la dirección de máximo esfuerzo.

En cuanto a la edad de la deformación, ésta viene determinada en el ámbito de la zona de estudio y su entorno regional por los siguientes eventos:

- En la Cordillera Central, el depósito esencialmente caótico de la Fm. Ocoa, a partir del Eoceno Superior alto, en un surco fuertemente subsidente, se relaciona con la implantación de un frente activo como es el levantamiento y aproximación del Arco de Islas Circum-Caribeño (Fm. Tireo) hacia el SO. Comienza así la inversión de la cuenca trasera de arco de Trois Rivieres-Peralta (Dolan *et al.* 1991; Heubeck y Mann 1991; Hernaiz Huerta 2000 b; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún 2000).
- Al norte de la Cuenca de San Juan (por ejemplo, en la Hoja de Bánica, Sanz y Soler 2004) existen discordancias progresivas relacionada con los pliegues del margen meridional de la Cordillera Central.
- En la zona específica de estudio no hay evidencias de deformación hasta, al menos el Mioceno Superior, coincidiendo con el depósito en esta zona de la Fm. Trinchera. La deformación no obstante fue suave, en forma de pequeños umbrales, como demuestra el hecho de que las mismas facies turbidíticas que caracterizan esta

formación en el centro de la cuenca, también se encuentren en algunos sinclinales interiores de la sierra de Neiba.

- La deformación principal en la zona de estudio ocurre a partir del Plioceno Inferior-medio con el levantamiento continuado de las Sierras de Neiba, Bahoruco y Martín García y su cabalgamiento sobre la Cuenca de Enriquillo. El análisis de la subsidencia de la cuenca mediante la descompactación de la columna de sedimentos registrada en el sondeo central de Charco Largo (Mann et al. 1999) refleja el primer impulso tectónico, ya mencionado, correspondiente al depósito de la Fm. Trinchera y a la parte baja de la Fm. Angostura y, posteriormente, este impulso principal, que coincide con el depósito de las Fms. Arroyo Blanco-La Salina y Jimaní. Estas formaciones constituyen el relleno principal en el sector central de la cuenca, con un espesor total cercano a los 3.000 m. y en los márgenes de la cuenca, llevan asociadas tectofacies conglomeráticas que proceden directamente de la denudación de las sierras limítrofes. Aunque es muy posible que estas tectofacies se desarrollaran todo a lo largo de sus respectivas secuencias, parece que se concentran principalmente a techo de las mismas (formación o facies Arroyo Seco a techo de la Fm. Arroyo Blanco-La Salina, y conglomerados rojos de la unidad superior de la Fm. Jimaní). Los conglomerados rojos de la unidad superior de la Fm. Jimaní parecen enrasar, en la parte alta de la sierra de Bahoruco, con una primer a superficie de erosión a la que estarían ligados fenómenos de alteración y carstificación a gran escala
- La deformación y el levantamiento continúan durante todo el Holoceno, hasta la actualidad, como pone de manifiesto la superposición y el encajamiento de varios sistemas de abanicos aluviales al pie de las sierras, en general progradantes hacia el centro de la cuenca. En la Hoja de La Descubierta la cartografía de estos abanicos en relación con el arrecife subactual (9760 a 2820 ma; Taylor *et al.*, 1985) revela que los más antiguos son anteriores o coetáneos con éste y que los más modernos fosilizan incluso sus niveles más recientes.

3.10. Particularidades estructurales de la Hoja de Barrera

3.10.1. Introducción

La complejidad estructural de la Hoja de Barrera es resultado de la actividad tectónica de una zona transpresiva, globalmente siniestra, del complejo de colisión del Caribe. (Dolan and Mann, 1998 ; Calais et al. 1998 ; Mann et al. 2002)

Esta Hoja puede dividirse en dos unidades estructurales continuas de formaciones sedimentarias y estatigráficamente distintas. Están separadas por accidentes mayores de escala crustal. Al oeste se sitúa el anticlinorio de la sierra de Martín García. El este está ocupado por las formaciones monoclinales del borde oeste de la cuenca de Azua.

La sierra de Martín García es un vasto anticlinorio. Este plegamiento, más ampliamente desarrollado en las Hojas vecinas de Vicente Noble y Pueblo Viejo, delinea una inmensa forma de herradura cuya extremidad oriental, de orientación NS, ocupa una parte de la Hoja de Barrera. Los anticlinales están separados por fallas inversas, desgarró-cabalgamientos y cabalgamientos. La parte central de la estructura está ocupada por un “*pop up*” que pone al afloramiento un anticlinal calcáreo. Estas calizas están en general karstificadas.

3.10.2. La cuenca de Azua

Las series monoclinales de la cuenca de Azua se hunden, por debajo de la bahía de Ocoa, con un buzamiento de cerca de 20°. Están cubiertas en discordancias por las formaciones pliocuaternarias. Dichas formaciones corresponden a los conos de deyección, resultando directamente de la surrección reciente de la sierra de Martín García.

Las fallas que afectan el anticlinorio de la sierra de Martín García y sus alrededores son de dos tipos. Las primeras son paralelas a los ejes mayores y subrayan la curvatura general del anticlinorio. Las segundas, más tardías y más rectas, representan la evolución más reciente de la Hoja de Barrera. Una de ellas corta los conos aluviales de deyección cuaternarios, cerca del pueblo de Barrera. Presenta una dirección NE-SO, al norte del pueblo, y una

dirección NS, al sur del pueblo. Se trata del marcador el más evidente de la actividad tectónica actual de la cuenca de Azua.

3.10.3. La cuenca de Enriquillo

La cuenca de Enriquillo, constituida principalmente por estructuras sinclinales, está ribeteada por desniveles no visibles del afloramiento. Sin embargo, una red de fallas normales curvas, asociadas a la estructuración sinclinal, recuerda una apertura en “*pull-apart*” de la cuenca, subrayada por el depósito sintectónico de las formaciones periarrecifales del Lago Enriquillo. Dichas estructuras se terminan en la bahía de Neiba, a la Punta Martín García. Su actividad reciente se marca por la presencia de los conos aluviales de deyección que bordean el macizo, a la extremidad oeste de la Hoja de Barrera.

3.10.4. Las fallas

3.10.4.1. Les fallas inversas

Las grandes fallas de la sierra de Martín García, visibles en las Hojas vecinas, no son visibles en los afloramientos de la Hoja de Barrera. Se deducen de la geometría de los pliegues. Las fallas frontales, cabalgamientos del macizo de Martín García sobre las cuencas de Enriquillo y Azua, están cubiertas por las formaciones recientes de la bahía de Ocoa o por las aguas de la bahía de Neiba.

3.10.4.2. Las fallas normales

Las fallas normales de la Hoja de Barrera están relacionadas, en particular, con la cuenca de Azua. Presentan una dirección NS y se acompañan por un hundimiento reciente y actual de la bahía de Ocoa. En el macizo antiguo (Fms Neiba y Sombrerito) se superponen a las fallas más antiguas, desgarres y cabalgamientos.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Análisis morfológico

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

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

4.1.1. Estudio morfoestructural

El territorio emergido de la Hoja de Barrera posee un relieve condicionado fundamentalmente por su pertenencia a los dominios morfoestructurales de la Llanura de Ázua y la sierra de Martín García (De la Fuente, 1976). Dentro del sector correspondiente al mar Caribe, esta última individualiza las bahías de Neiba, al SO y Ocoa, al NE.

La sierra de Martín García se estructura como un gran antiformal de orientación NO-SE, cabalgante hacia el SO sobre la hoya de Enriquillo, ampliamente representada en la vecina Hoja de Barahona (5970-I) y la bahía de Neiba. En su sector meridional, su estilo se basa en una sucesión de pliegues, en general poco amplios de orientación semejante, desarrollados sobre una potente serie carbonatada paleógeno-miocena. En cualquier caso, la densa red de fracturación ha modificado en mayor o menor medida la geometría original, condicionando además de forma directa su límite con el mar Caribe.

La Llanura de Azua posee una extraordinaria monotonía, disponiéndose como una espectacular superficie ligeramente inclinada desde los sistemas montañosos que la orlan hasta el litoral. Este aspecto general es también el que ofrece el pequeño retazo de la llanura incluido en la Hoja de Barrera.

El relieve de la zona no sólo está condicionado por la estructura, sino también por la naturaleza de los materiales que la conforman; así, la deformación impuesta a los materiales carbonatados paleógeno-miocenos ha dado lugar a la morfoestructura básica de la sierra de Martín García, en tanto que los depósitos detríticos aluviales que la limitan al este y al oeste confieren a estos sectores su aspecto monótono.

4.1.1.1. Formas estructurales

Se encuentran diseminadas por la totalidad de la sierra, de la cual constituyen el condicionante fundamental de la morfoestructura; allí, la densa red de fracturación tiene una clara expresión morfológica, no sólo en el límite con las depresiones circundantes, sino

también en la orientación de las alineaciones montañosas internas y de diversos segmentos de la red fluvial.

La morfogénesis estructural no sólo ha condicionado la morfoestructura de la zona, sino que también ha favorecido la acción posterior de otros agentes, como por ejemplo, el encajamiento lineal de algunos tramos de la red fluvial o la acción de los fenómenos gravitacionales en los bloques desnivelados tectónicamente.

Las *fallas con expresión morfológica* se agrupan en torno a la familia principal NO-SE, en el sector occidental de la Hoja, marcando el límite de la sierra, observándose también una gran profusión de fallas de orientación E-O en toda la zona. Pese a su menor abundancia, destacan poderosamente las fallas de dirección NE-SO, especialmente la falla de la loma de La Vigía, que delimita abruptamente la sierra y el mar Caribe (Fig. 4.1).

Excepción hecha de este destacado accidente, corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud puede superar 3 km; algunos de éstos parecen responder al rejuego de fallas inversas. Una falla de este tipo está relacionada con las principales elevaciones, localizadas en el ámbito de la loma del Aguacate. En ocasiones, la presencia de diversos rasgos morfológicos parece estar condicionada por una falla, sin que se tenga la total certeza de su existencia; en otras, las fallas parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos, tratándose en ambos casos de *fallas supuestas*.

Pese a la elevada velocidad con que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos derivados de la acción de fallas, destacando los pronunciados escarpes de los acantilados que limitan la sierra, así como los desniveles asociados con *fallas normales* que evidencian el sentido de *hundimiento*.

Localmente también han adquirido cierta importancia las morfologías relacionadas con la distinta resistencia ofrecida por los materiales aflorantes a la meteorización, especialmente los resaltes de *líneas de capas monoclinales* acompañados de *escarpes*, asociados principalmente con los afloramientos de la Fm Neiba.

4.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre morfoestructuras tan contrastadas como la de la sierra de Martín García y la Llanura de Azua, tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de la sierra es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo del Terciario, generadores de un relieve positivo sobre el que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a su destrucción o modelado, concretamente los de carácter fluvial, gravitacional, kárstico y poligénico.

En el caso de la depresión, puede considerarse que el diseño de su fisonomía básica se inició con la deformación de su relleno plio-pleistoceno. No obstante, tras un periodo tendente a la nivelación por la acción combinada de erosión y sedimentación, los procesos fluviales han sido los encargados de conferir la fisonomía actual a la zona.

Además de los procesos señalados, es preciso resaltar la notable acción ejercida por los procesos marino-litorales en ambos dominios.

4.1.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los importantes desniveles existentes en el ámbito de la sierra, se trata de formas poco extendidas, en buena medida como consecuencia de la propia dinámica de las vertientes, en constante evolución. Las elevadas altitudes existentes en relación con la proximidad del litoral y la resistencia a la erosión mecánica de las formaciones carbonatadas provocan que la acción sobre las vertientes se realice fundamentalmente por incisión vertical favorecida en buena medida por disolución.

Son muy escasos los *coluviones*, cuyas dimensiones no han permitido su representación cartográfica; se forman como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. Otro tanto puede decirse los *deslizamientos*, localizados igualmente en la sierra, aunque también se trata de formas poco abundantes; se generan como consecuencia de las elevadas pendientes y precipitaciones, además de la ocurrencia de eventos sísmicos. No obstante, sus *cicatrices* son rápidamente enmascaradas por la vegetación y la meteorización.

4.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Se encuentran representadas por toda la zona, si bien su principal manifestación se produce a través de los sistemas de abanicos aluviales y conos de deyección que orlan la sierra.

Debido a la gran irregularidad de las precipitaciones, los *fondos de cañada torrencial* son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual, caracterizándose por su componente litológico grosero. En general, se trata de formas estrechas y alargadas coincidentes con el canal de estiaje. Corresponden a arroyos y cañadas de escasa entidad, pudiendo destacarse el correspondiente al arroyo Cabeza de Agua, que discurriendo de NO a SE recoge los drenajes de la vertiente oriental de la sierra.

Notable representación tienen los *conos de deyección* y los *abanicos aluviales* dispuestos al pie de la sierra, entre los que se han reconocido dos sistemas principales. Se forman 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; cuando los ápices se encuentran próximos entre sí, se producen formas coalescentes. En algunos casos alcanzan longitudes de 4 km con respecto al ápice, destacando por sus dimensiones los del paraje de Barrera.

El sistema más antiguo se localiza exclusivamente en el borde oriental de la sierra, caracterizándose por mostrar un retoque erosivo que, aunque variable de unos cuerpos a otros, indica que ya no son funcionales. Por su parte, el sistema más moderno agrupa los dispositivos potencialmente activos, como se deduce de su mínimo retoque erosivo.

Entre las formas erosivas se ha reconocido *incisión lineal*, ampliamente distribuida por la zona montañosa, donde su intensidad ha dado lugar a: *barrancos*, *cañones* y *desfiladeros*; *aristas*, que poseen una notable representación; *pérdidas de drenaje* por infiltración, frecuentes en los cursos que alcanzan las llanuras; *escarpes*, si bien escasean los de origen exclusivamente fluvial; y *áreas acaravadas*, cuyas principales manifestaciones se encuentran asociadas con los afloramientos margosos de la Fm Sombrerito.

4.1.2.3. Formas marinas-litorales

Junto con las formas fluviales son las que presentan una mayor variedad, aunque su extensión es muy inferior, restringiéndose a una pequeña franja en el ámbito costero.

Sin duda alguna, las formas más espectaculares son los impresionantes *acantilados* del ámbito de la punta de Martín García, que llegan a sobrepasar 300 metros de desnivel, pudiendo observarse desde cualquier punto de la bahía de Neiba, llamando la atención por sus tonos blanquecinos.

Tan sólo en el litoral de las zonas menos elevadas se observan pequeñas *playas* cuyas dimensiones han imposibilitado su representación. Se trata de playas estrechas, predominando con mucho los cantos entre sus elementos constituyentes.

Tanto en la costa al norte de La Boca del Carril, como en los islotes existentes frente a ella, la influencia de las mareas diarias ha permitido el desarrollo de una estrecha *marisma baja*, colonizada por un manglar. Los pequeños islotes o cayos están constituidos por *construcciones arrecifales* emergidas que pueden aparecer parcialmente desmanteladas, dando lugar a acumulaciones de fragmentos biogénicos. A nivel evolutivo, parece probable que la tendencia ascendente de la región con respecto al mar, provoque el cierre de un lagoon tras la barrera arrecifal y finalmente, su desecación.

4.1.2.4. Formas por meteorización química

Poseen escasa relevancia pese a la abundancia de rocas carbonatadas. Se localizan exclusivamente en la sierra de Martín García, especialmente en relación con los afloramientos de la Fm Neiba, habiéndose observado únicamente *lapiaces* de pequeña escala.

4.1.2.5. Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso genético, habiéndose reconocido escarpes y picos principales. Se concentran en la sierra, aunque no son excesivamente abundantes

debido a que allí la velocidad de los procesos erosivos da lugar a una conservación efímera de las formas.

El estilo morfoestructural de la sierra, con predominio de las cumbres de formas suaves y subredondeadas, hace que escaseen los relieves que puedan considerarse *picos principales*, localizándose el más alto de ellos en el ámbito de la loma El Aguacate; alcanza 1.050 m a tan sólo 4 km de la línea de costa, lo que da idea de los desniveles existentes en la sierra.

En cuanto a los *escarpes*, su génesis se produce por la acción combinada de los agentes fluvial y gravitacional, sin olvidar la influencia de los procesos tectónicos.

4.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque evidentemente la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Paleógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente y de un modo continuo desde el Mioceno. No obstante, pueden visualizarse dos etapas de su historia diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos acaecidos: la primera, durante el Mioceno, en el que la deformación transpresiva estableció, en la parte suroccidental de La Española, la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día (sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco y cuencas de Enriquillo, San Juan y Azua); y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno plio-cuaternario de las cuencas fue deformado de acuerdo con la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia de las sierras de Neiba y Martín García entre las cuencas de San Juan y Ázua, al norte, y la hoya de Enriquillo, al sur. A grandes rasgos, la evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con su faceta sedimentaria han provocado drásticos cambios en la fisonomía de las depresiones, especialmente plasmada en la hoya de Enriquillo por la retirada marina hacia la actual bahía de Neiba y el subsiguiente desarrollo de los procesos lacustres en el sector occidental. En el caso de la Llanura de Ázua la regresión se produjo

de forma menos acusada, constatándose a través del avance de los sistemas aluviales hacia el litoral.

A comienzos del Holoceno, la depresión de Enriquillo constituiría un entrante marino desde la bahía de Neiba, cuya principal manifestación fue el desarrollo arrecifal adosado al pie de las sierras de Martín García, Neiba y Bahoruco. Simultáneamente, la zona montañosa ya habría adquirido prácticamente su configuración actual, mediante la acción conjunta de la disolución kárstica, el encajamiento de la red fluvial, el retroceso de las vertientes, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques.

Bajo este dispositivo, tuvo lugar el acontecimiento fundamental de la evolución regional reciente, cuando el río Yaque del Sur, por razones aún no convenientemente aclaradas (actividad de la falla de Enriquillo, perturbaciones debidas a la indentación de la cresta de Beata en el ámbito de la bahía de Ocoa o captura por un elemento fluvial de la cuenca de Enriquillo, entre las causas posibles), abandonó su curso bajo en la Llanura de Azua (Fig. 20), pasando a discurrir entre las sierras de Martín García y Neiba, mediante un brusco giro en torno al cierre oriental de esta sierra (De la Fuente, 1976).

El principal resultado de la modificación del curso bajo del Yaque del Sur fue la irrupción de su sistema deltaico en el antiguo entrante marino. La ingente cantidad de sedimentos asociados con el delta provocó la desconexión entre la bahía de Neiba y el sector occidental del entrante, convertido desde entonces en la cuenca endorreica del lago Enriquillo. El complejo arrecifal abandonado allí, se configuró como una superficie estructural de la que arrancarían el encajamiento lacustre, incrementado de una forma paulatina por razones climáticas.

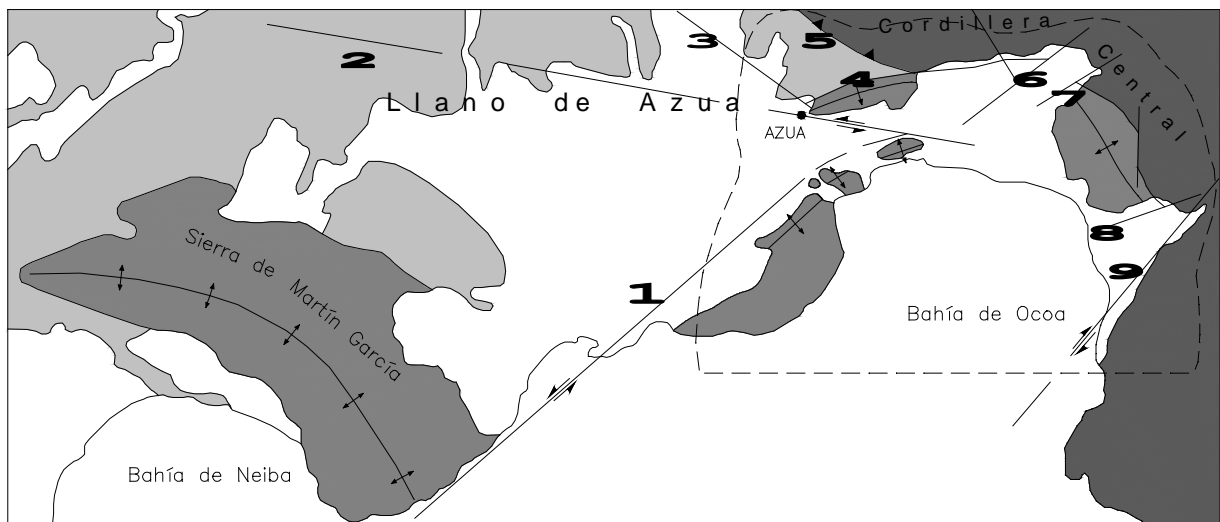
Independientemente de su posible incidencia en la evolución del río Yaque del Sur, la indentación de la cresta de Beata en la bahía de Ocoa produjo el biselamiento del sector oriental de la sierra de Martín García, que fue desplazado hacia el NE hasta "incrustarse" en el borde meridional de la cordillera Central, dando lugar a una serie de afloramientos alomados de la Fm. Sombrerito (Díaz de Neira, 2002), arqueados en torno a la bahía (

Fig. 19).

Tras el episodio del Yaque, la red de drenaje ya habría esbozado su geometría general, basada en cursos fuertemente encajados en el ámbito de las sierras, encajamiento facilitado en buena medida por la actividad kárstica y neotectónica, que también habría dado lugar a la creación de estrechas cuencas endorreicas, destacando las de Angostura (Hoja de La Salina), El Limón (Hoja de Duvergé) y Cabeza de Toro y El Caney (Hoja de Villarpando).

Pese a su trascendencia regional, el acontecimiento del Yaque no ha tenido un reflejo destacado en la Hoja, aunque sí en sus proximidades. El retroceso marino hacia la actual bahía de Neiba provocó la transformación del delta en el abanico de baja pendiente visible hoy día. Éste, que procedente del norte ocupa una buena parte de la depresión, alcanzó su borde meridional, excepto al sur de los cerros de Peñón Viejo, que actuarían como barrera, preservando una zona de baja energía en la que fue posible la instalación de la laguna del Rincón.

Simultáneamente, el abandono del sector occidental de la Llanura de Ázua por el Yaque fue aprovechado principalmente por su antiguo tributario, el arroyo Tábara. En cualquier caso, el abundante volumen de sedimentos aportado por el Yaque a la depresión fue sustituido por una extensa orla de abanicos aluviales desarrollados al pie de la cordillera Central.



- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Falla de la loma de la Vigía. 2. Falla de Enriquillo- Plantain Garden 3. Falla de Azua 4. Falla de la loma de los Cacheos 5. Cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta (falla de San Juan- Los Pozos) | <ol style="list-style-type: none"> 6. Falla de los Quemados 7. Falla del Aguacate 8. Falla del arroyo Guanábana 9. Falla de Hatillo |
|--|---|

Fig. 19 - Distorsión producida en el ámbito de la bahía de Ocoa por la indentación de la cresta de Beata y principales accidentes tectónicos relacionados con la zona (De Díaz de Neira y Solé, 2002)

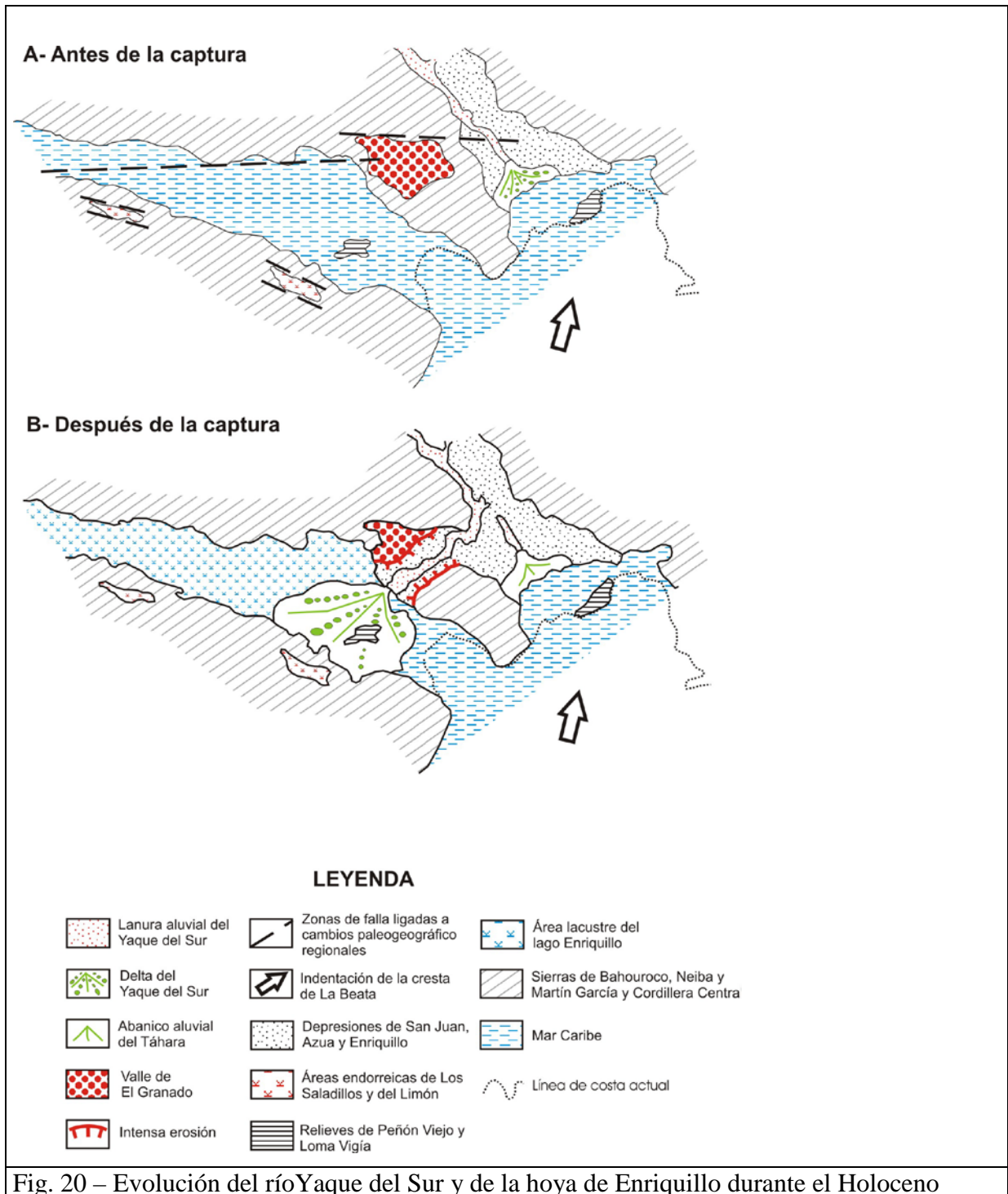


Fig. 20 – Evolución del ríoYaque del Sur y de la hoya de Enriquillo durante el Holoceno

El progresivo ascenso regional ha dado lugar a la emersión de cuerpos arrecifales, sugiriendo el futuro desarrollo de formas lagunares a su espalda. Este proceso de ganancia territorial al mar se encuentra en un estadio más avanzado en el caso de la hoya de Enriqueillo, si bien aquí la barrera protectora de la influencia marina ha sido el extenso cordón litoral desarrollado al norte de Barahona.

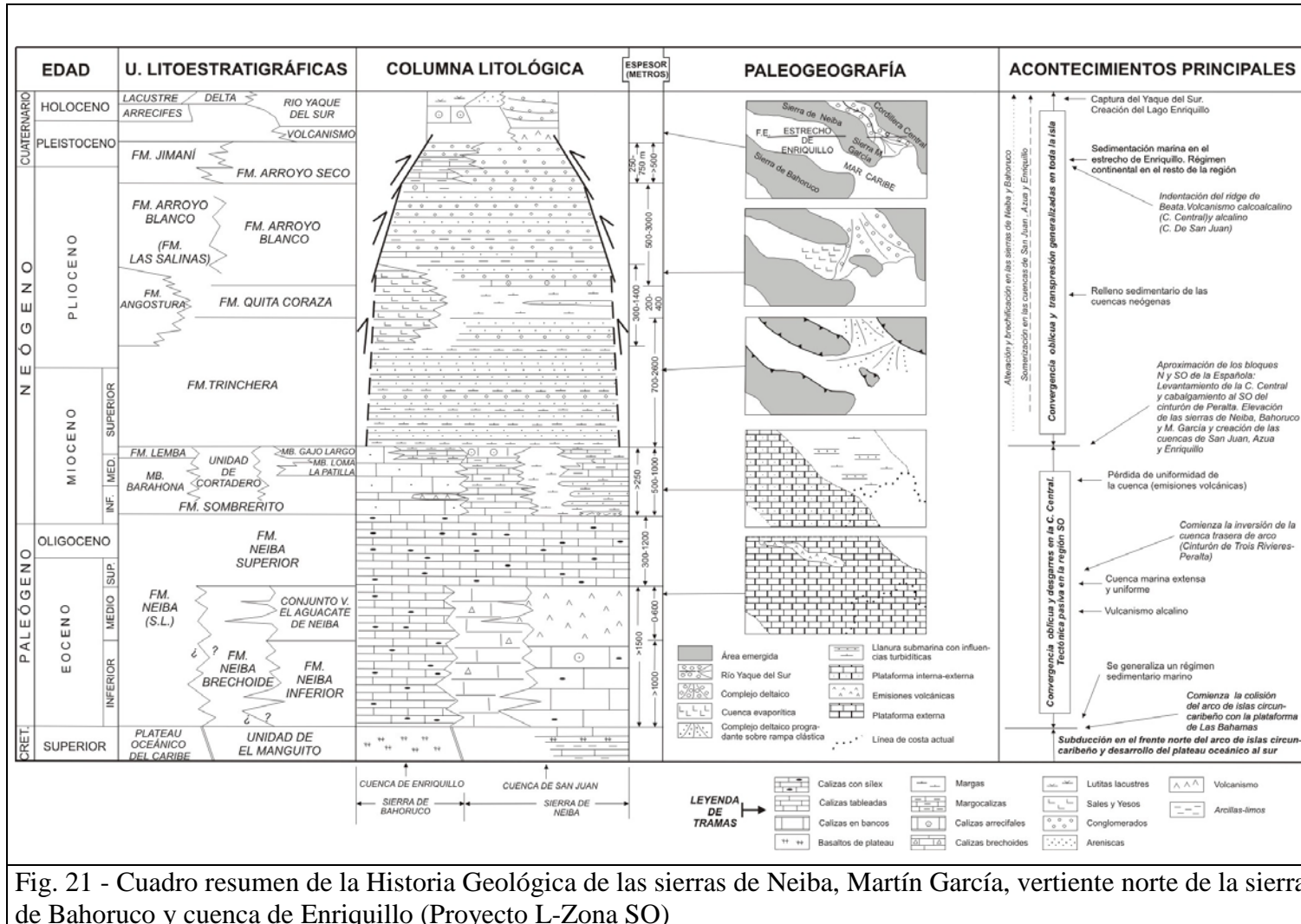
El encajamiento fluvial reciente ha sido muy tenue en las llanuras como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al mar, destacando en cualquier caso la actividad relacionada con la tortuosa evolución del Yaque del Sur en su curso bajo.

Durante la evolución más reciente, la actividad de las áreas montañosas, ha estado liderada por el encajamiento de la red fluvial y la actividad neotectónica, provocando el desarrollo de una extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección. Simultáneamente, se ha producido una notable erosión remontante favorecida por la existencia de líneas de debilidad estructural.

Como principales motores en la futura evolución de la red y del relieve en general, deben tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de las sierras, al menos desde el Plioceno; las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la tendencia a la colmatación de las lagunas costeras y de las áreas intermareales; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, sin olvidar los retoques producidos en las zonas montañosas por los fenómenos kársticos, ni la actividad gravitacional de las vertientes.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Aunque evidentemente la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Paleógeno, su fisionomía actual se ha perfilado fundamentalmente y de un modo continuo desde el Mioceno (Fig. 21). No obstante, pueden visualizarse dos etapas de su historia diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos acaecidos: la primera, durante el Mioceno, en el que la deformación transpresiva, en la parte sur occidental de La Española, estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día (sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco y cuencas de Enriquillo y San Juan); y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno plio-cuaternario de las cuencas fue deformado de acuerdo con la geometría actual.



La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia de la hoya de Enriquillo entre las sierras de Neiba y Martín García, al norte, y la de Bahoruco, al sur. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con su faceta sedimentaria han provocado drásticos cambios en la fisonomía de la depresión, especialmente plasmada por la retirada marina hacia la actual bahía de Neiba y el subsiguiente desarrollo de los procesos lacustres en el sector occidental, en el que se encuadra la Hoja.

A comienzos del Holoceno, la depresión constituiría un entrante marino desde la bahía, cuya principal manifestación fue el desarrollo arrecifal adosado al pie de las sierras; el entrante estaría salpicado de isleos configurados por los relieves estructurales de los materiales pliocenos y cuaternarios.

Simultáneamente, la zona montañosa ya habría adquirido prácticamente su configuración actual, mediante la acción conjunta de la disolución cárstica, el encajamiento de la red fluvial, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivel y el desplazamiento horizontal de bloques.

Bajo este dispositivo, tuvo lugar el acontecimiento fundamental de la evolución regional reciente, cuando el río Yaque del Sur, por razones aún no convenientemente aclaradas (actividad de la falla de Enriquillo, perturbaciones debidas a la indentación del ridge de Beata en el ámbito de la bahía de Ocoa o captura por un elemento fluvial de la cuenca de Enriquillo, entre las causas posibles), abandonó su curso bajo en el Llano de Azua, pasando a discurrir entre las sierras de Martín García y Neiba, mediante un brusco giro en torno al cierre oriental de ésta (De la Fuente, 1976).

El principal resultado de la modificación del curso bajo del Yaque del Sur fue la irrupción de su sistema deltaico en el entrante marino, en el ámbito de las Hojas de la cuenca de Enriquillo. La ingente cantidad de sedimentos asociados con el delta provocaron la

desconexión entre la bahía de Neiba y el sector occidental del entrante, convertido desde entonces en la cuenca lacustre del lago Enriquillo. El complejo arrecifal abandonado allí, se configuró como una superficie estructural de la que arrancarían el encajamiento lacustre, incrementado de una forma paulatina por razones climáticas.

Tras este episodio, la red de drenaje ya habría esbozado su geometría general, basada en cursos fuertemente encajados en el ámbito de las sierras, proceso facilitado en buena medida por la actividad cárstica y neotectónica. Ésta también habría dado lugar a estrechas cuencas endorreicas paralelas a la sierra de Bahoruco.

La evolución reciente del ámbito de la Hoja está condicionada principalmente por el progresivo encajamiento del lago Enriquillo. La incisión fluvial posterior ha sido poco marcada en la depresión como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al lago. La actividad de las áreas montañosas, liderada por el encajamiento de la red fluvial y la actividad neotectónica, desencadenó el desarrollo de una extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección. Simultáneamente, se ha producido una notable erosión remontante favorecida por la existencia de líneas de debilidad estructural y kárstica.

Como principales motores en la futura evolución de la red, deben tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de las sierras, al menos desde el Plioceno; las posibles modificaciones del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la tendencia al encajamiento del lago Enriquillo y a la colmatación de la laguna del Limón; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; los retoques producidos en las zonas montañosas por los fenómenos kársticos; y la actividad gravitacional de las vertientes.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Climatología e hidrología

En el conjunto del valle de Enriquillo, el clima se puede considerar árido, con una evapotranspiración potencial de referencia (ETPo- promedio de 1770 mm) mayor que la precipitación en todos los meses del año: Esta tendencia, sin embargo, se invierte en las

zonas altas más húmedas de la sierra de Neiba. Los valores promedio de lluvia anual oscilan entre los mínimos de 446 mm en el seno del valle (p.e Tamayo) y los máximos de 1527 mm en los relieves de la citada sierra (p.e. Los Bolos); la precipitación promedio sobre el lago Enriquillo está en torno a los 600 mm/a. En general, el régimen de lluvias es de tipo bimodal con una época lluviosa en la primavera (meses de mayo y junio) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en julio. La temperatura media anual en el valle fluctúa entre 22 y 29°C (algunos grados menos en los relieves), con una variación intra-anual entre 3 y 4 °C; el período más caluroso corresponde a los meses de julio y agosto y el más fresco, a los meses de enero y febrero.

Desde el punto de vista hidrológico, la zona de proyecto se divide en dos sectores muy diferentes: cuenca baja del río Yaque del Sur, al este, en la cual encuadra la Hoja de Barrera, y cuenca cerrada del lago Enriquillo, al oeste; ambos sectores están separados por el alto estructural de la laguna del Rincón, de dirección OSO-ENE. El elemento distintivo del sector occidental, es el lago Enriquillo que constituye su base de drenaje superficial y subterráneo. En este sector, la red hidrográfica está integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas) de carácter estacional, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con rápidas y violentas crecidas en la época de lluvias. Son cursos de corto recorrido que nacen en las sierras periféricas donde se orientan, en cabecera y tramos medios, a favor de las directrices estructurales y acaban desembocando rápidamente en lago Enriquillo con dirección subperpendicular a éstas.

En el valle de Enriquillo se desarrolla una intensa actividad agrícola que, en la Hoja de Barrera, se limita a la vertiente este de la sierra de Martín García, perteneciente a la cuenca de Azua.

6.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (Fig. 22) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Barrera, según se han definido en el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000 que acompaña al Mapa Geológico. De forma complementaria, se incluye el esquema hidrogeológico simplificado del valle de Enriquillo (o valle de Neiba) realizado por ACUATER (2000) para el Estudio Hidrogeológico Nacional a partir de las cartografías geológicas preexistentes (Fig. 23) En el cuadro citado, se describe, para cada unidad o

agrupación hidrogeológica, su litología predominante, el grado y tipo de permeabilidad y, en su caso, las características de los acuíferos que albergan, además de algunas observaciones puntuales.

Las unidades y agrupaciones consideradas se ajustan a las tipologías hidrogeológicas definidas en el citado estudio para el conjunto de la región (ACUATER 2000):

- Formaciones porosas, sede de acuíferos de permeabilidad alta y muy productivos: depósitos aluviales; depósitos gruesos de abanicos y conos aluviales; depósitos calcáreos arrecifales.

- Formaciones porosas, sede de acuíferos de permeabilidad variable y productividad media (localmente alta) en condiciones freáticas o confinadas: resto de depósitos cuaternarios del valle, en su mayoría lacustres; localmente parte conglomerática de la Fm. Jimaní

- Formaciones porosas, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad moderada o baja, poco productivos: formaciones terrígenas del relleno neógeno de la cuenca (p.e. parte de Arroyo. Blanco); depósitos cuaternarios discontinuos o elevados con condiciones de recarga desfavorables.

- Formaciones fisuradas, sede de acuíferos extensos y productivos, de permeabilidad normalmente alta: calizas fracturadas y carstificadas de la Fm. Neiba (s.l.), parte calcárea de la Fm. Jimaní.

- Formaciones fisuradas, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad medio-baja: formaciones calcáreas con intercalaciones margosas y margocalcáreas

- Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos: formaciones predominantemente pelíticas o volcánicas (Conjunto Vulcanosedimentario, Fm. Sombrerito indiferenciada).

Según las mediciones de ACUATER (2000), la transmisividades más altas se dan en los acuíferos que albergan los conos y abanicos aluviales (entre 10^{-2} m²/s y 10^{-4} m²/s); en cuanto a las variaciones piezométricas observadas, son muy diversas, aunque no superan

los 4 m. En términos generales, las principales fuentes de alimentación de los acuíferos están representadas por una combinación variable de: a) recarga pluvial directa; b) recarga por flujo de retorno de aguas de riego (exceso de riego) e infiltración en canales; c) recarga lateral de los relieves marginales; y d) alimentación directa a partir de los ríos. Los aportes laterales desde la sierra de Neiba son importantes; la fracturación y la amplia carstificación de las calizas de la Fm. Neiba (s.l.) determinan condiciones muy favorables tanto para la infiltración superficial como para el tránsito de las aguas subterráneas. En este sentido, la investigación isotópica de ACUATER (2000) ha puesto en evidencia áreas de recarga a cotas diferentes, comprendidas entre 0 y 1200 m. Las circulaciones de agua también involucran a circuitos profundos, y su ascenso se produce a favor de las fallas y cabalgamientos que limitan los márgenes del valle.

Estas fallas y cabalgamientos condicionan también la aparición de un buen número de manantiales, sobre todo en el contacto entre los depósitos conectados con el arrecife subactual y las formaciones de granulometría más fina del fondo del valle (Boca Cachón, Tierra Nueva). Son manantiales perrennes con caudales medios a elevados (> 40 l/s), que pueden ser aún más altos (hasta 300 l/s) en las proximidades de Boca Cachón. Algunos de estos manantiales presentan una discreta mineralización indicativa de una alimentación a partir de aguas de circulación profunda que, aunque según ACUATER (2000) estas mineralizaciones suelen estar diluidas con aguas de circuitos superficiales, ricas de calcio y bicarbonatos.

En siete de estos manantiales las aguas se pueden calificar de minero-medicinales y sus propiedades químicas les confieren cierto interés para uso terapéutico; además, los caudales son suficientes como para considerar su posible aprovechamiento comercial en establecimientos termales de discretas dimensiones. Por lo demás, la potabilidad de las aguas subterráneas, es buena, aunque hay que excluir el entorno del lago Enriquillo; donde se registran contenidos inaceptables en cloruros.

El modelo hidrogeológico para esta zona de enlace entre el valle de Enriquillo y la sierra de Neiba se sintetiza en la Fig. 24 tomada de ACUATER (2000): acuíferos fluviales y lacustres en la planicie central, y acuíferos altamente permeables en los abanicos aluviales y conos de deyección, que trasvasan las aguas subterráneas hacia los depósitos del valle. En estos

últimos los gradientes hidráulicos son fuertes (del orden de 40 por mil), con líneas de flujo que se extienden desde el norte hacia el sur.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFI CAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
PLEISTOCENO-HOLOCENO	Depósitos aluviales y eluviales, terrazas, fondos de valle, abanicos aluviales	8	Conglomerados y gravas esencialmente calcáreas, con niveles de arenas y limos	Alta por porosidad intergranular	Acuíf. libres de productividad alta en los conos de la vertiente meridional de la Sª de Neiba; abundantes pozos de captación (1) y manantiales. Transmisividad aprox.: 10^{-2} - 10^{-4} . Productividad limitada en conos aislados y terrazas. Contaminación por aguas clorurado-alcálicas en las proximidades del lago
	Depósitos de playa lacustre y eólicos (márgenes del Lago Enriquillo)	9	Limos y arenas laminadas	Media por porosidad intergranular	Acuíf. confinados y de gran extensión en los depósitos lagunares del Lago Enriquillo. Abundantes pozos de captación (1). Contaminación por aguas clorurado-alcálicas en las proximidades del lago
	Arrecife subactual		Caliza de corales y algas con niveles subordinados de limos	Alta por porosidad intergranular primaria.	Acuíf. libres. Abundantes manantiales
	Coluviones, relleno de zonas endorreicas; fondos de dolina	6	Limos y arcillas con niveles de arenas y cantos; arcillas de descalcificación.	Baja. por porosidad intergranular	Acuíferos libres con transmisividad baja
PLEISTOCENO	Fm. Jimaní, conglomerados		Conglomerados calcáreos masivos	Alta por porosidad intargranular	Sin acuíferos significativos
	Fm. Jimaní, calizas		Calizas y calcarenitas tableadas, calizas arrecifales, niveles de margas	Media - baja por porosidad intargranular y fisuración	Acuíf. libres con circulación cársica en las calizas
	Fm. Jimaní, margas		Margas con intercalaciones de calizas y margocalizas	.Baja	Sin acuíferos significativos
MIOCENO	Fm. Sombrero calcárea (Mb. Barahona)	4	Calizas masivas brechoides o carniolares;	Alta por carstificación y fisuración	Acuíf. Libres o confinados con circulación cársica en continuidad con las Fms. calcáreas del Eoceno-Mioceno Inferior
	Fm. Sombrero, volcanismo básico		Tobas, brechas, lavas vesiculares	Baja	Sin acuíferos significativos
	Fm. Sombrero margosa	3 y 5	Alternancia de calcarenitas, margocalizas y margas	Baja	Acuíferos puntuales en tramos calcareníticos
EOCENO-MIOCENO INFERIOR	Fms. Neiba inferior y superior	2	Calizas masivas o en bancos, calizas tableadas y calizas brechoides	Alta por carstificación y fisuración	Acuíf. libres o confinados con circulación cársica, muy extensos y de gran productividad. Área de recarga regional y de alimentación a los acuíferos cuaternarios contiguos al sur. Sus límites tectónicos controlan salidas de aguas profundas hipotermas mineromedicinales en manantiales localizados en estos últimos. <Tipo hidroquímico del agua de recarga regional: bicarbonato-alcálico-térras
	Fms. Neiba inferior		Margas, margocalizas	Baja	Sin acuíferos significativos
	Conjunto volcanosedimentario básico de El Aguacate de Neiba		Tobas y brechas volcánicas, lavas basálticas	Baja	Sin acuíferos significativos

Fig. 22 - Cuadro Unidades Hidrogeológicas

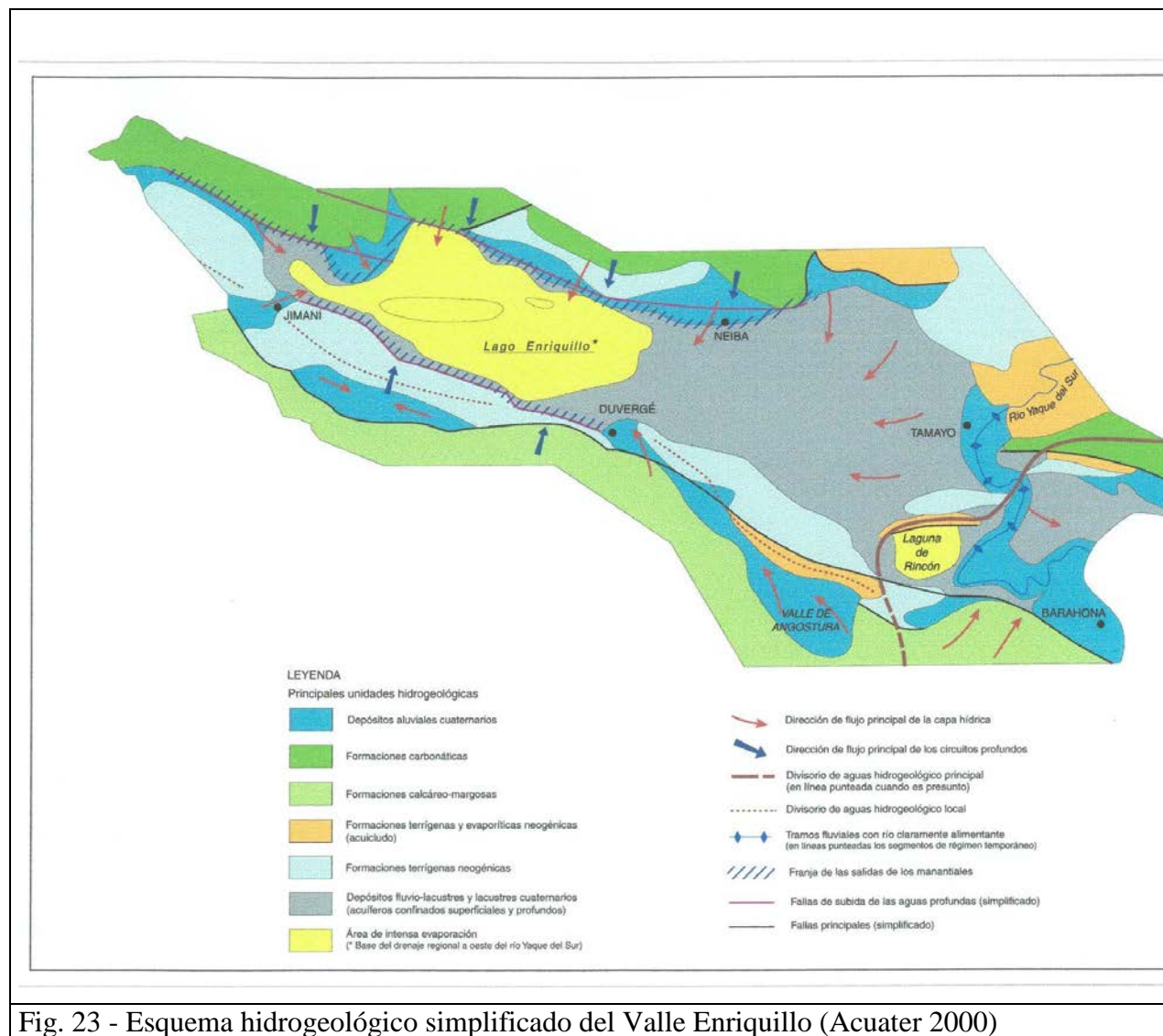


Fig. 23 - Esquema hidrogeológico simplificado del Valle Enriquillo (Acuater 2000)

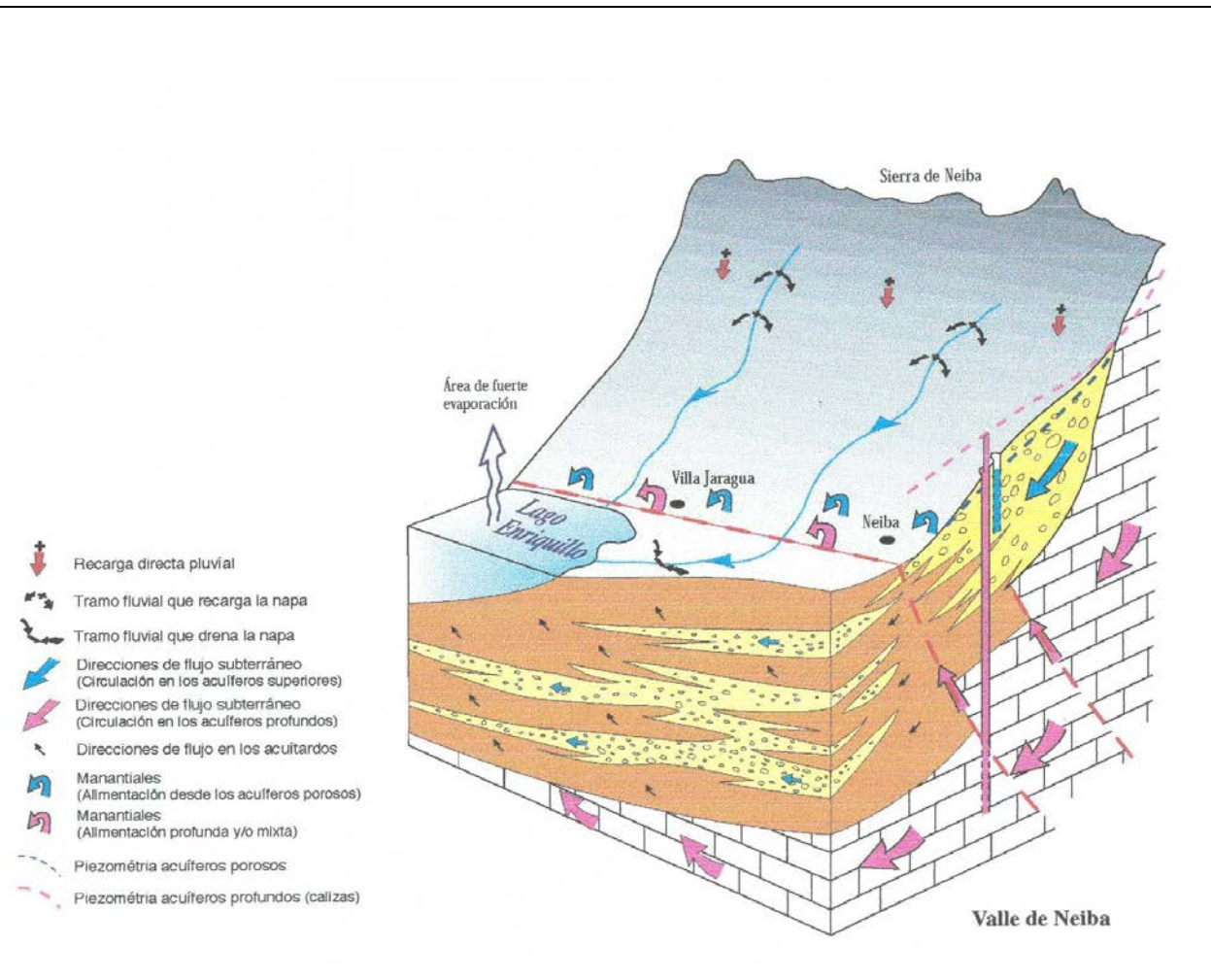


Fig. 24 - Modelo Hidrogeológico Zona Enriquillo

6.2. Recursos minerales

Sin duda, el mayor interés económico despertado por la región es el relacionado con la exploración de hidrocarburos, si bien los numerosos trabajos llevados a cabo en ella desde comienzos de siglo no afectan estrictamente al territorio comprendido en la presente Hoja. Por otra parte, se desconoce la existencia de cualquier signo de interés relacionado con la exploración de minerales metálicos y no metálicos, reduciéndose la única evidencia de actividad minera a la explotación de una serie de canteras, en general de pequeña envergadura y en su mayor parte abandonadas en la actualidad.

6.2.1. Hidrocarburos

El mayor interés económico en la región suroccidental de la República Dominicana es la exploración de hidrocarburos. A continuación se resume la puesta al día elaborada por Mann y Lawrence (1991) con datos del Llano de Azua, la cuenca de Enriquillo y la cuenca de San Juan (Fig. 25).

Las primeras perforaciones de la región de Azua datan de 1905 en los campos Maleno e Higuero, algunos kilómetros al oeste de Azua, donde se obtuvo petróleo de buena calidad y gas. La producción no alcanzó un nivel relevante hasta 1927 por parte de la Texas Company operando en el campo de Higuero.

Los trabajos se interrumpieron entre 1928 y 1939, momento en que la Seaboard Oil Company adquirió una amplia concesión. Sus primeros sondeos, Maleno-1 y Maleno-1A encontraron petróleo en las areniscas de la Fm Arroyo Blanco. También se identificaron diversos anticlinales fuera de los campos Maleno e Higuero y se desarrollaron campañas geofísicas de gravedad y de sísmica entre 1944 y 1946, así como cuatro nuevas perforaciones, Quita Coraza-1, Mella-1, El Mogote-1 y Las Hormigas-1. En el sondeo las Hormigas-1 se reportaron muestras de petróleo y gas, y en Mella-1 gas por debajo de los 8.000 pies, aunque sin valor comercial.

Las exploraciones sufrieron un nuevo abandono hasta que en 1956 la Compañía Petrolera Dominicana adquirió concesiones que cubrieron la mayor parte del país. Su filial, la Compañía Petrolera Azuana inició dos nuevas perforaciones en 1958 (Kilómetro 19-1 y

Arroyo Blanco-1). En 1960 se efectuaron dos nuevos sondeos (Kilómetro 19-2 y Maleno DT-1) y se retomó nuevamente el sector de Maleno, cuya producción resultó no obstante insignificante. A finales de ese mismo año se perforó Palo Alto-1 al norte de Barahona para explorar una anomalía gravimétrica cuya estructura se había perfilado con sísmica, pero el pozo resultó seco. En los siguientes años la Compañía Petrolera Dominicana continuó desarrollando campañas sísmicas y trabajos de campo en la cuenca de Enriquillo que culminaron en los sondeos Mella-2 y Cabritos-1. En este último se encontraron trazas de material asfáltico pero nada de petróleo ni gas, aunque se observaron indicios de éstos en superficie.

COMPAÑÍA	FECHA	AREA	SONDEOS
TEXAS COMPANY	1905-29	Llano de Azua	Maleno Higuerito
SEABOARD OIL COMPANY	1939-47	Llano de Azua Valle de Enriquillo Valle de San Juan	Maleno Maleno-1 A El Mogote-1 Las Hormigas-1 Quita Coraza-1 Mella-1 Comendador-1
COMPAÑÍA PETROLERA DOMINICANA	1956-60	Valle del Cibao Llano de Azua Valle de Enriquillo	Kilómetro 19-1 Arroyo Blanco-1 Kilómetro19-2 Maleno DT-1 Palo Alto-1 Mella-2 Cabritos-1
QUISQUEYA OIL CO.	1964-69	Valle del Cibao	Sorpresa-1
GAS Y PETRÓLEO DOMINICANA	1964-70	sierra de El Número Llano de Azua	Dominicanos-1
TENNECO	1969	Bahía de Ocoa Bahía de Neiba Valle del Cibao Bahía de Samaná	
PETROLERA LAS MERCEDES	1978-79	Cuenca de S. Pedro Valle del Cibao Llano de Azua	San Pedro-1 San Pedro-2 Santo Domingo-1
CANADIAN SUP. OIL	1979	Valle de Enriquillo	Charco Largo-1
ANSCHUTZ CORP.	1980-81	Valle de San Juan	Candelón-1
MOBIL OIL COMP.	1991-	Bahía de Ocoa	

Fig. 25. Cuadro resumen de la exploración petrolífera en la república dominicana

En 1969 Gas y Petróleo Dominicana (Gaspedom) e International Resources Limited iniciaron campañas sísmicas en la región, seguidas por una serie de perforaciones que en su mayor parte encontraron cantidades improductivas de petróleo y gas. Simultáneamente Tenneco desarrolló diversas campañas sísmicas en la plataforma marina, entre ellas una en la bahía de Ocoa.

A finales de los 70, la Canadian Oil Superior Ltd. comenzó a operar en la cuenca de Enriquillo donde disparó un total de 1043 km de líneas sísmicas y realizó una campaña gravimétrica además de estudios geológicos de superficie, que finalizaron con la perforación del pozo Charco Largo-1 (4877 m) en la parte central y más profunda de la cuenca. En este pozo se llevaron a cabo cuatro pruebas de producción que resultaron fallidas.

En épocas recientes hay que reseñar las diversas campañas sísmicas efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1991 en la bahía de Ocoa. Durante la realización del primer Proyecto de Cartografía Geotemática (1997-2000) se tuvo constancia de la realización de una nueva campaña sísmica en la región del Llano de Azua por parte de Murphin Dominicana a la que, dada su confidencialidad, no se tuvo acceso. Igualmente, durante la realización del presente proyecto la misma compañía acabó la perforación del pozo Boca Cachón-1 (71° 51,7' W ;18° 32,5' N) del que no se ha facilitado la columna litoestratigráfica.

A continuación se dan algunas cifras de la productividad de las explotaciones. La primera extracción de la que se tiene noticia se cifra en torno a 400 barriles diarios de petróleo en el pozo Higuerito (Texas Company, 1905). La producción de los campos de Maleno e Higuerito alcanzó 19.000 barriles de petróleo de 20° API (Seaboard Oil Company, 1939). De los sondeos efectuados por esta compañía entre 1940 y 1947, Las Hormigas-1 mostró hidrocarburos en cantidades irrelevantes. Un nuevo intento de explotación del campo de Maleno por la Petrolera Azuana en 1960, concluyó cuando se habían extraído 10.000 barriles y apareció agua, sin que se disponga de ninguna cuantificación de producción posterior. En la cuenca de Enriquillo la explotación ha sido prácticamente nula. Estas cifras de los resultados extractivos de casi un siglo en los principales campos no son optimistas con respecto a la potencialidad petrolífera futura, aunque tal vez los nuevos modelos geológicos de la región sugieran un replanteamiento de las estrategias.

Los estudios de los sistemas de petróleo (Mann y Lawrence, 1991) señalan la Fm Sombrero y la parte inferior de la Fm Trinchera como las rocas madre de la mayor parte de

hidrocarburos. En la cuenca de Enriquillo el espesor reducido de la Fm Trinchera disminuye la acumulación potencial, que no obstante se considera suficiente por el contenido en materia orgánica de sus facies distales. También tienen valor como roca madre algunos intervalos pelíticos intercalados entre las evaporitas de la Fm Angostura. Las condiciones óptimas de madurez se habrían alcanzado en las partes más profundas de la cuenca sedimentaria coincidiendo con el periodo de máximo enterramiento, justo antes del levantamiento principal que se inició en el Plioceno Inferior-Medio. La roca almacén son los niveles areniscosos de la Fm Trinchera y ciertos tramos porosos de la Fm Sombrero en facies calcárea (especialmente las denominadas en este proyecto calizas de Barahona). Un segundo sistema de mucha menor entidad parece relacionado con la Fm Arroyo Blanco actuando como roca madre y almacén. Las trampas corresponden a estructuras anticlinales selladas por horizontes impermeables y por cabalgamientos.

6.2.2. Rocas industriales y ornamentales

No se ha observado en el área del mapa de Barrera ninguna actividad minera. Los recursos potenciales de la región son la extracción de calizas en la sierra de Martín García y en lomas calcáreas de la Fm. Neiba, y la extracción de gravas de los conos aluviales de deyección

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1. Introducción

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

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

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

7.2. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Barrera se ha inventariado 1 L.I.G. de interés estratigráfico, tectónico y turístico de nivel regional.

7.3. L.I.G. N° 1 : Corte geológico de la vertiente oeste de la Loma El Curro

El L.I.G N°1 corresponde al corte geológico de la vertiente oeste de la Loma El Curro, desde lejo el sitio más interesante de la Hoja de Barrera.

El acantilado que bordea esta vertiente permite la observación de la Fm. Neiba con afloramientos continuos de gran calidad. Así se puede observar las variaciones litológicas en el seno de una misma formación, las relaciones estratigráficas y algunos puntos tectónicos notables.

El acceso se hace por mar, evitando los días con viento y mar fuerte. Se puede alquilar un barco con motor a un pescador de Barahona (preguntar en la playa ubicada en frente del Hotel Caribe). Por cuestión de seguridad un chaleco de seguridad por persona es imprescindible.

El itinerario más sencillo, por barco, empieza a Barahona, sigue hasta la bahía de Alejandro en el borde oeste de la Hoja de Barrera, y, tranquilamente, hacia el SE, hasta la Punta Martín García. Más allá, se entra en alta mar y es más difícil acercarse de la costa, debido a las fuertes corrientes que costean la punta de la sierra de Martín García.

Desde la bahía de Alejandro hasta la Punta se puede observar sucesivamente los puntos descritos con las siguientes fotos:

Foto 1 - Cono de deyección del arroyo El Curro (Holoceno) erosionado en la orilla del mar. En el segundo plano, la sierra de Martín García. La vertiente oeste está constituida por las calizas masivas (Paleoceno – Eoceno basal) y por las calizas tableadas (Eoceno Inferior) de la Fm. Neiba



Foto 1 – Cono de deyección activo, erosionado en la orilla del mar (punto 9555-d) y la sierra de Martín García, en el segundo plano

Foto 2 - Las calizas masivas (Paleoceno – Eoceno basal) se observan a la derecha de la foto. El cono de deyección (Holoceno) del Arroyo Naranjal, discordante sobre las calizas, ocupa el centro de la foto; está erosionado por el cauce actual del arroyo situado a la izquierda de la foto.



Foto 2 – Calizas masivas (Paleoceno – Eoceno basal) y cono de deyección de Arroyo Naranjal (Holoceno); (9557-b)

Foto 3 – Las calizas tableadas (capas decimétricas) de la Fm. Neiba, (Eoceno Inferior somital) son ricas en interbancos de sílex subrayando la estratigrafía. Se nota la presencia de pequeñas fallas normales con buzamiento débil, afectando las capas.



Foto 3 – Calizas tableadas con sílex de la Fm. Neiba (Eoceno Inferior somital) (9558-d)

Foto 4 – Las calizas masivas (Paleoceno - Eoceno basal) están afectadas por una red de fallas normales



Foto 4 – Calizas masivas (Paleoceno - Eoceno basal) (punto 9561-a)

Foto 5 – Contacto por falla vertical entre las calizas masivas, con una fuerte alteración rojiza, a la izquierda de la foto, y las calizas tableadas (aquí sin sílex) de la Fm. Neiba a la derecha.

El acantilado rojizo que se puede ver desde Barahona corresponde a las calizas masivas alteradas.



Foto 5 – Contacto por falla entre las calizas masivas (Paleoceno – Eoceno basal) y las calizas tableadas (Eoceno Inferior somital) de la Fm. Neiba (punto 9562-d)

Foto 6 - Las calizas en bancos pluridecimétricos, de la Fm. Neiba presentan muchos niveles de sílex subrayando la estratigrafía. Se nota una fuerte fracturación que desorganiza la formación

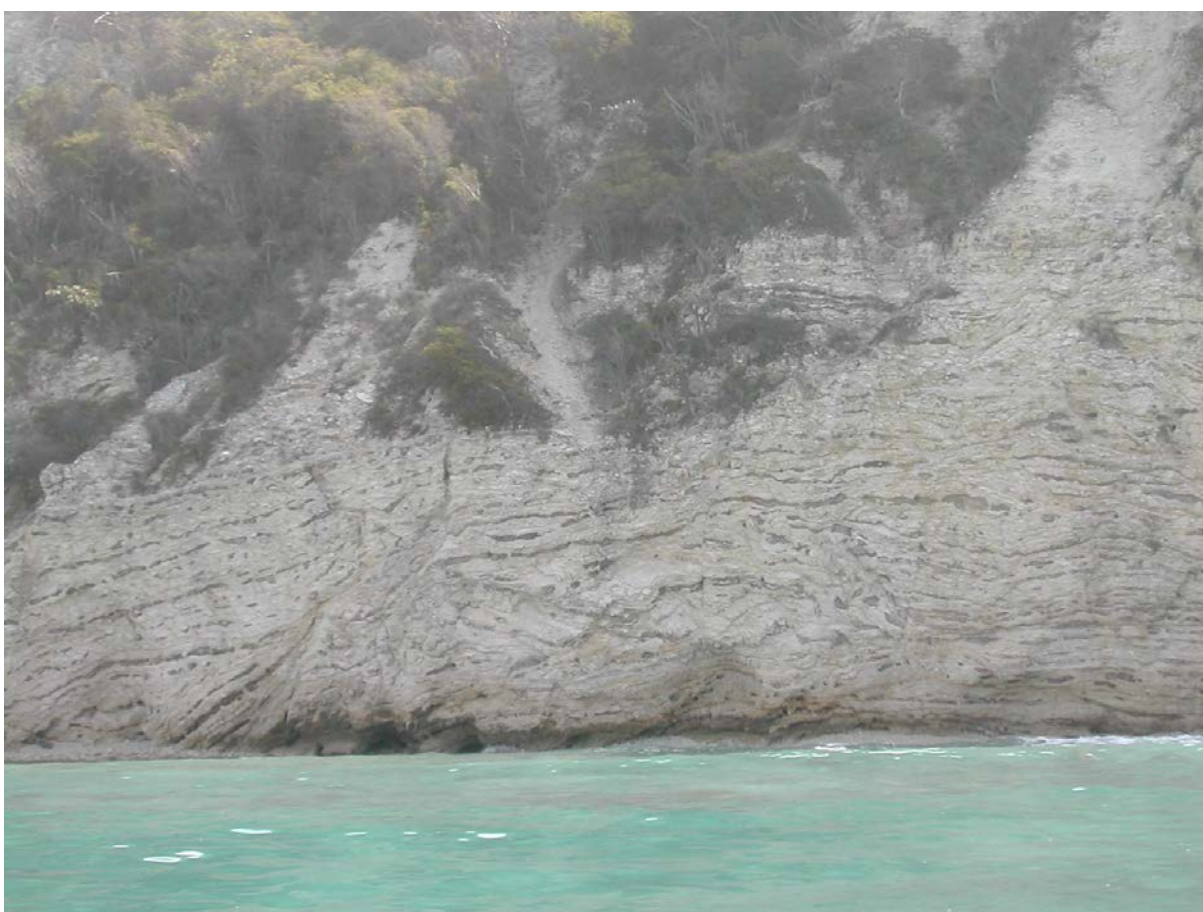


Foto 6 – Fm. Neiba (Eocene Inferior somital) (punto 9563-c)

Foto 7 – El acantilado, de más de 100 m de alto, de la Punta Martín García, corresponde a las calizas masivas, con buzamiento débil hacia el sur.



Foto 7 – Acantilado en las calizas masivas (Paleoceno – Eoceno basal) (punto9567-b)

8. BIBLIOGRAFÍA

- **Acuater 2000** – Mapa Hidrogeológico Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3, Escala 1:50 000, Febrero 2000. República Dominicana-UE. Programa de Desarrollo Geologico-Minero (SYSMIN) Convención Lome IV.

- **Bermudez, P. J., 1949** – Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic: Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 322 p.

- **Biju-Duval, B., Bizon, B., Mascle, A., Muller, C., 1983.** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. En J.S. Watkins, C.L. Drake, (eds.). Studies in continental margin geology. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 34, 325-346.

- **Blesch, R.R., 1966.** Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250.000.

- **Bourgeois, J., Tavares, I., Vila, J.M., 1979.** L'Eocène à blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle à vergence sud dans l'île d'Hispaniola. Bull. Soc. Géologique de France, 7, 759-764.

- **Bowin, C., 1966.** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En H. Hess (ed.). Caribbean geological investigations, Geological Society of America, 98, 11-84.

- **Breuner, T.A., 1985** . The Geology of the Eastern sierra de Neiba. Tesis doctoral, Universidad de Washington (inédito), 120 pp.

- **Burke, K., 1988.** Tectonic evolution of the Caribbean. Annales Rev. Earth and Planetary Science Letters, 16, 201-230.

-
- **Burke, K., Fox, P.J., Sengör, M.C., 1978.** Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.

 - **Byrne, D:B., Suarez, G., McCann, W.R., 1985.** Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, 420-421.

 - **Calais E., Perrot J. and Mercier de Lépinay B. 1998** – Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. . Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 326, pp. 125-141.

 - **Cooper, J. C., 1983** – Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic (M.S. thesis): Albany, State University of New York, 143 p.

 - **De La Fuente, S. (1976).** Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 pp.

 - **De La Fuente, S. 1976:** Geografía Dominicana. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.

 - **De León R.O. 1983** – Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región SO. Publicaciones especiales, número 4, Museo Nacional de Historia Natural, Plaza de la Cultura, Santo Domingo, República Dominicana, 25 p.

 - **De Mets, C., Jansma P., Mattioli, G., Dixon, T., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000.** GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437-440.

 - **Díaz de Neira, J.A., 2000a.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

 - **Díaz de Neira, J.A., 2000b.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-II (Azua) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

-
- **Díaz de Neira, J. A. 2002.** Evolución geomorfológica del Llano de Azua (Sur de la República Dominicana). En PÉREZ-ESTAÚN, A.; TAVARES, I.; GARCÍA CORTES, A., HERNAIZ HUERTA, P.P. (eds.). Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, 207-227.

 - **Díaz de Neira, J. A., Solé, F. J. 2002.** Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la Cuenca de Azua. En PÉREZ-ESTAÚN, A.; TAVARES, I.; GARCÍA CORTES, A., HERNAIZ HUERTA, P.P. (eds.). Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, 163-181.

 - **Dohm, C.F., 1941a.** The comendador Anticline, Republica Dominicana. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 10 p.

 - **Dohm, C.F., 1941b.** Geologic map of aerial mosaic No.14, El Mogote, Dominican Republic, aprox. Scale 1:20,000. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company.

 - **Dohm, C.F., 1941c.** Geologic map of aerial mosaic No. 15, Quita Coraza, Dominican republic, aprox. Scale 1:20,000. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,

 - **Dohm, C.F., 1941d.** The geology of the Azua-Enriquillo Basin areas covered by Aerial Mosaics nº 7,14 and 15. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 15, Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,17p.

 - **Dohm, C.F., 1942a.** A geological report of the cerros de Sal, Valle Enriquillo- Dominican Republic describing mosaic Areas nos. 1 and 2. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 17p.

 - **Dohm, C.F., 1942b.** The geology of the sierra de Neiba and Valles San Juan and Enriquillo in Mosaic Areas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32 and 33. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 20. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,18 p. (Apendix 1: Tectonic history of the sierra neiba and Adjoining Basin Areas by C.F. Dohm, 4p; Apendix 2: Index Fossil Foraminifera in San Juan- Azua Basins, Dominican Republic, by P.J. Bermudez, 3p.)

-
- **Dohm, C.F., 1942c.** Report of a Geological reconnaissance of Guayabín Anticline Cibao Valley, Dominican Republic. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 14 p.

 - **Dohm, C.F., 1942d.** The geology of Western Cibao basin, Dominican Republic,. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 14 p.

 - **Dolan J. F. and Mann P. 1998** – Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 326, 174 p.

 - **Dolan, J.F., Mann, P., De Zoeten, R., Heubeck, C., Shiroma, J., Monechi, S., 1991.** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 217-263.

 - **Dolan, J. F., Mullins, H. T., D, J. Wald, 1998.** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collisison, strain partitioning and opposing subducted slabs, En J.F. Dolan, P. Mann, (eds). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone, Geological Society of America Special Paper 326, 174p, 1-61 p.

 - Dolan J. F. and Mann P. 1998** – Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 326, 174 p.

 - **Draper, G., Barros, J.A. 1994.** Cuba. En S.K. Donovan, T.A., Jackson (eds.). Caribbean Geology, an Introduction, The University of The West Indies Publishers Asociation, Kinstong, Jamaica: 65-86

 - **Garcia, E., Harms, F.,1988.** Informe del Mapa Geológico de la Republica Dominicana escala 1:100.000 San Juan (4972). Santo Domingo, 97 p.

 - **Gómez Sainz de Aja, J.A., 2000a.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-IV (Gajo de Monte) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

-
- **Hernaiz Huerta, P.P., 2004a.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

 - **Hernaiz Huerta, P.P., 2004b.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

 - **Hernaiz Huerta, P.P., Pérez-Estaún, A., 2002.** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37 183-205

 - **Heubeck, C.,1988.** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.

 - **Heubeck C and Mann P., 1991** – Structural geology and Cenozoic tectonic history of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. Geological Society of America Special Paper 262, pp. 315-336.

 - **Lamar M. E. and Mann P. 1988** – Tectonic Controls on Plioceno avaporite faciès, Enriquillo basin, Dominican Republic, (abs.): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 376.

 - **Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutierrez, G., Draper, G., Pérez-Estaún, A., 2002.** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. En A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica. 37, 81-22.

 - **Llinás, R.A., 1972a.** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, Codia, Part 1. Publication of Colegio Dominicano de Ingenieros, Arquitectos y Agrimensores, Santo Domingo, No.31 pp. 55-65.

-
- **Llinás, R.A., 1972b.** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, Codia, Part 2. Publication of Colegio Dominicano de Ingenieros, Arquitectos y Agrimensores, Santo Domingo, No.32 pp. 40-53.

 - **Mann, P.,1983.** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Thesis. New York University, Albany, 688 p. (Inédito).

 - Mann P. Calais E. Ruegg J.C., DeMets C. Jansma P.E. and Mattioli G.S. 2002** – Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, Vol. 21, N°6, 1057, PP. 7-1 to 7-26.

 - **Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., (eds.), 1991a.** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 p.

 - **Mann P. Draper G. and Lewis J.F. 1991** – Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 262, 401 p.

 - **Mann P. Draper G. and Lewis J.F., 1991** – Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 262, 401 p.

 - **Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991b.** An overview of the geologic and tectonic development of Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.

 - **Mann, P. y Lawrence, S.R., 1991.** Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14: 291-308.

 - **Mann, P., Lebrón , M., Rodriguez, J. And Heubeck, c., 1991c.** Geologic maps of the southern Dominican Republic. In: P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis (Editors), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262. Plates 4a, 4b, and 4c, scale: 1:150,000.

-
- **Mann, P., McLaughlin, P.P., Cooper, C., 1991c.** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In: P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 367-390.
- **Mann P., McLaughlin J.R. Van Den Bold W.A. Lawrence S.R. and Lamar M.E., 1999.** Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. In: Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World, 4 edited by P. Mann. Elseviers Sciences B.V., Amsterdam. Pp. 287-342.
- **Mann P., Taylor F.W., Burke K., and Kulstad R. (1984)** – Subaerially exposed Holocene coral reef, Enriquillo Valley, Dominican Republic. Geol. Soc. America Bull., vol. 95, 1084 – 1092.
- **Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Ku, TL., 1995.** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the north-eastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.
- **Mc. Laughlin P.P. and Van Den Bold W.A. 1991** – Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostatigraphy, biofacies, and paleogeography. Geological Society of America Special Paper 262, pp. 337-366.
- **Mann P., McLaughlin P.P., van den Bold W.A., Lawrence S.R., Lamar M.E. (1999)** – Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. *In* Caribbeans Basins, Sedimentary Basins of the World, 4 (P. Mann Ed.), Elsevier Science B.V., Amsterdam, p. 287 – 342 ;
- **Masson, D.G., Scanlon, K.M., 1991.** The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 144-154.
- **Mauffret, A., Leroy, S. 1997.** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283: 61-104.

-
- **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). These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 pp. (Inédito).

 - **Nemec, M. C. 1980.** A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean, *Trans. Caribb. Geol. Conf.*, 9 th, 23-24.

 - **Norconsult, 1893.** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo (inédito)

 - **Pardo, G., 1975.** Geology of Cuba. En: The Ocean Basins and Margins, (Nairn, Stelhi eds.) A.E.M. Vol. 3.

 - **Pérez-Estaún, A., 2002.** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. En A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*. 37, 81-22.

 - **Pindell, J.L., 1994.** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En S.K. Donovan y T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: an introduction*, University of the West Indies Publishers Association. University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13-39.

 - **Pindell, J. L., Barrett, S. F., 1990.** Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En G. Dengo y J.E. Case (eds.). *The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 404-432.

 - **PROINTEC, 1999.** Prevención de Riesgos Geológicos (Riesgos sísmicos). Proyecto del Programa de Desarrollo Geológico Minero (SYSMIN) en la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

 - **Pubellier, M., A. Mauffret, S. Leroy, J.M. Vila, H. Amilcar. 2000.** Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of Neogene of Hispanila, Greater Antilles. *Tectonics*, Vol. 19, No. 4, pp 630-648.

- **Sanz J., y Soler, M., 2004.** Mapa Geológico de la Hoja a E.1:50.000 n° 5873-II (Bánica) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Dirección General de Minería, Santo Domingo.

- **Stemann T.A., Johnson K.G. (1992)** – Coral assemblages, biofacies, and ecological zones in the mid-Holocene reef deposits of the Enriquillo Valley, Dominican Republic. *Lethaia*, vol. 25, n° 3, p. 231 – 241.

- **Taylor F., Mann P., Valastro S., and Burke K. 1985** – Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic: *Journal of Geology*, v. 93, pp. 311-322.

- **Tchalenko, J.S., 1968.** The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 159-174.

- **Van den Berghe, B. , 1983,** Evolution sédimentaire et structurale depuis le paléocène du secteur “Massif de la Selle-Bahoruco-Nord de la ride de Beata” dans l’orogène nord-Caraïbe: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, 205 p.

- **Van den Bold W.A. (1975)** – Neogene biostratigraphy (Ostracoda) of southern Hispaniola : *Bulletins of American Paleontology*, V. 66, n° 286, p. 549 – 639 ;

- **Vaughan, T.W., Cooke, W., Condit, D.D., Ross, C.P., Woodring, W.P. y Calkins, F.C., 1921.** A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. En: Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos (Editora de Santo Domingo). Santo Domingo, 18 (1983), 268 p.