



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

VICENTE NOBLE

(5971-II)

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 BRGM, formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Antonin Genna (BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Antonin Genna (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

- Dra. Catherine Lerouge (BRGM)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Antonin Genna (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

GEOLOGÍA ECONÓMICA

- Ing. Juan Locutura Ruperez (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ingra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Juan José Rodríguez
- Santiago Muñoz
- María Calzadilla
- Jesús Rodríguez

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

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

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

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

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo
- Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de Villarpando (5971) y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Villarpando (5971) y Memoria adjunta

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

Y los siguientes Informes Complementarios:

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

RESUMEN

La Hoja de Vicente Noble está localizada al sur de la isla de la Hispaniola (Mann et al. 1991), en el contexto de colisión oblicua del Caribe (Mann et al. 2002). Presenta una complejidad geológica importante, dado el corto período geológico que va desde el Mioceno hasta el presente, en un ambiente tectónico activo (Dolan and Mann, 1998). Se expone un ciclo tectono-sedimentario mayor. Comienza por las calizas marinas pelágicas y de plataforma de la Sierra Martín García y termina en los depósitos recientes y actuales de la cuenca del Lago Enriquillo y los aluviones del río Yaque del Sur.

La estratigrafía de la Hoja de Vicente Noble comienza por las calizas del Mioceno inferior y medio de la Sierra de Martín García que representan la serie local de la Fm. Sombrerito. Esta formación está constituida en la base, por alternancias de calizas margosas y por margas. En la parte alta se encuentra un asiento de calizas arrecifales cuyos equivalentes laterales deben buscarse, principalmente, en la Sierra de Bahoruco. La serie finaliza por formaciones de asperones, arcillas y calizas margosas. El techo de Canoa está constituida por calizas margosas y margas que son el equivalente lateral de la Fm. Sombrerito de la Sierra Martín García.

El Mioceno superior está constituido por el Miembro Gajo Largo de la Fm. Sombrerito y por la Fm. Trinchera. Se trata de un gran complejo margo arenisca de plataforma que se prolonga por la Fm. Quita Coraza del Plioceno inferior. La Fm. Arroyo Blanco (Plioceno inferior-Plioceno superior) constituye la parte más alta del relleno de cuenca marino con areniscas, arcillas y calizas margosas y formaciones de yeso. Está sellada por la formación conglomerática continental de Arroyo Seco (Plioceno superior-Pleistoceno).

El Plioceno superior está igualmente representado por la Fm. La Salina, en la cuenca de Enriquillo, que está constituida principalmente por alternancias de areniscas y margas, areniscas verdes y formaciones arenisco-margosas y de yeso. El travertino de Canoa, asociado a conglomerados, podría ser un equivalente lateral de los conglomerados continentales de la Fm. Arroyo Seco.

Las formaciones cuaternarias del Lago Enriquillo son arenas y arcillas que descienden hacia formaciones lagunares y marinas. Conos de deyección ocupan las pendientes más fuertes de la red hidrográfica actual. El río Yaque del Sur presenta terrazas altas, terrazas intermedias, terrazas bajas y un potente delta continental que ocupa su llanura de inundación

La estructuración tectónica de la Hoja está marcada principalmente por pliegues que ocupan la mitad este de la Hoja. El anticlinorio de la Sierra Martín García es el más importante. La estructura de la cuenca Enriquillo es globalmente sinclinal.

ABSTRACT

The Vicente Noble map area is located in the South of the Hispaniola island (Mann et al. 1991) within the oblique collision tectonic setting of the Caribe (Mann et al. 2002). Taking into account the short geological period lasting from Miocene time to date, the map area presents an important geological complexity in a tectonically active context (Dolan and Mann, 1998). A complex tectono-sedimentary cycle can be observed. The latter starts with the pelagic and platform limestone of the Sierra Martín García and ends with the recent and present-day deposits of the Enriquillo-Lake basin and the alluviums of the río Yaque del Sur.

The stratigraphic sequence of the Vicente Noble map area starts with the Early Middle Miocene limestones from the Sierra de Martín García. They represent the local succession of the Sombrero Formation. The base of this formation is composed of alternations of argillaceous limestones and marls. It is overlaid by a level of reef limestones which lateral equivalent is to be found in the Sierra de Bahoruco. The succession ends with sandstone, claystone and marly limestones. The Canoa dome is composed of argillaceous limestone and marls which represent the lateral equivalent of the Sombrero Formation from the Sierra de Martín García.

Late Miocene rocks are represented by (1) the Gajo Largo Member of the Sombrero Formation and (2) the Trinchera Formation. They represent a large platform complex composed of marl and sandstones, which grade to the Early Pliocene Quita Coraza Formation. The Early Pliocene-Late Pliocene Arroyo Blanco Formation composed of sandstone, claystone, marly limestone and gypsum-bearing lithologies, represents the uppermost part of the marine basin infill. It is sealed by the Late Pliocene to Pleistocene continental conglomerates of the Arroyo Seco Formation.

Late Miocene lithologies are also represented by the La Salina Formation within the Enriquillo basin. The La Salina Formation is mainly composed by alternations of sandstones and marls, green sandstones, gypsum-bearing sandy claystone. The Canoa travertine, associated to conglomerates, could represent a lateral variation of the continental conglomerates of the Arroyo Seco Formation.

Quaternary rocks of the Lago Enriquillo are represented by sands and clays which downgrade to lagonal and marine deposits. Dejection cones cover the steepest slopes of the present-day drainage pattern. El río Yaque del Sur displays both low, intermediate and high alluvial terraces together with a thick continental delta covering its flood plain.

The tectonic structure of the map area is mainly marked by folds occupying the eastern half of the sheet. The Sierra Martín García anticline is the main one. The overall structure of the Enriquillo basin is a syncline.

INDICE

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 12 |
| 1.1. Metodología | 12 |
| 1.2. Situación geográfica | 15 |
| 1.3. Marco geológico | 18 |
| 1.4. Antecedentes | 19 |
| 2. 2. ESTRATIGRAFÍA | 21 |
| 2.1. Mioceno | 22 |
| <u>2.1.1. La Fm. Sombrero (Mioceno)</u> | <u>26</u> |
| <u>2.1.2. Fm. Sombrero (1) Calizas margosas tableadas a veces areniscosas y otras sublitográficas. Mioceno inferior (N₁¹)</u> | <u>28</u> |
| <u>2.1.3. Fm. Sombrero (2) Complejo arrecifal recristalizado con bancos de margas intercalados. Mioceno inferior (N₁¹)</u> | <u>28</u> |
| <u>2.1.4. Fm. Sombrero (3) Complejo margo calcáreo, margas, areniscas, areniscas bioturbadas. Mioceno medio (N₁²)</u> | <u>29</u> |
| <u>2.1.5. Fm. Sombrero (4) Margas azules y amarillas, calizas margosas. Mioceno medio (N₁²)</u> | <u>29</u> |
| <u>2.1.6. Fm. Sombrero (Miembro Gajo Largo) (5) Alternancia de arenisca y siltitas, calizas blancas sublitográficas. Mioceno superior (N₁³)</u> | <u>30</u> |
| <u>2.1.7. Fm. Trinchera (6) Areniscas, lutitas, conglomerados. Mioceno superior – Plioceno inferior (N₁³- N₂¹)</u> | <u>31</u> |
| 2.2. Plioceno | 33 |
| <u>2.2.1. Fm. Quita Coraza (7) Arenas y siltitas. Plioceno inferior (N₂¹)</u> | <u>33</u> |
| <u>2.2.2. Fm. Arroyo Blanco (8) Formaciones arrecifales, areniscas, areniscas margosas, conglomerados Plioceno medio a superior (N₂²⁻³)</u> | <u>34</u> |

| | |
|--|-----------|
| <u>2.2.3. Fm. Arroyo Blanco (9) Margas, yeso, areniscas Plioceno medio a superior. (N₂²⁻³)</u> | <u>35</u> |
| <u>2.2.4. Fm. La Salina (Plioceno Superior)</u> | <u>37</u> |
| 2.2.4.1. Generalidades | 37 |
| 2.2.4.2. Fm. Las Salinas, en la Hoja de Vicente Noble | 39 |
| 2.2.4.2.1. Fm. La Salina (parte inferior). (10) Yeso, margas. Plioceno superior (N ₂ ³) | 40 |
| 2.2.4.2.2. Fm. La Salina (parte superior) (11) Areniscas, margas, areniscas verdes y conglomerado. Plioceno superior (N ₂ ³) | 40 |
| 2.2.4.3. Travertino de Canoa (12) Plioceno superior – Cuaternario (N ₂ ³ -Q) | 40 |
| 2.2.4.4. Fm. Arroyo Seco (14) Conglomerados con cantos de calizas dominantes y arcillas continentales Plioceno superior – Cuaternario (N ₂ ³ -Q) | 41 |
| 2.3. Cuaternario | 42 |
| <u>2.3.1. Formaciones del Lago Enriquillo (13) Arrecifes, canales arrecifales, margas, arenas arcillosas, arena eólica. Cuaternario (Q)</u> | <u>42</u> |
| <u>2.3.2. Conos de deyección antiguos y erosionados (15) Cuaternario (Q)</u> | <u>43</u> |
| <u>2.3.3. Coluviones y glaciés antiguos o erosionados (16) Cuaternario (Q)</u> | <u>43</u> |
| <u>2.3.4. Conos de deyección activos (17) Cuaternario (Q)</u> | <u>43</u> |
| <u>2.3.5. Aluviones actuales de los ríos. (18) Arenas, limos y conglomerados. Cuaternario (Q)</u> | <u>44</u> |
| <u>2.3.6. Formaciones deltáicas del río Yaque del Sur (19) Arenas, limos, arcillas y conglomerados Cuaternario (Q)</u> | <u>44</u> |
| <u>2.3.7. Formaciones del río Yaque del Sur: terrazas altas (20) Conglomerados y arenas. Cuaternario (Q)</u> | <u>44</u> |
| <u>2.3.8. Formaciones del río Yaque del Sur: terrazas intermedias (21) Conglomerados y arenas. Cuaternario (Q)</u> | <u>45</u> |
| <u>2.3.9. Formaciones del río Yaque del Sur: terrazas bajas (22) Conglomerados y arenas. Cuaternario (Q)</u> | <u>45</u> |
| <u>2.3.10. Fm. del río Yaque del Sur: (23) Fondo de valle y llanura de inundación Cuaternario (Q)</u> | <u>45</u> |

| | |
|---|-----------|
| <u>2.3.11. Formaciones del río Yaque del Sur: cauces y meandros abandonados (24)</u> | |
| <u>Lutitas y arenas. Cuaternario (Q).....</u> | <u>46</u> |
| <u>2.3.12. Fondos de valles (25) Gravas y arenas Cuaternario (Q).....</u> | <u>46</u> |
| 3. TECTONICA..... | 46 |
| 3.1. Introducción. Contexto Geodinámico..... | 46 |
| 3.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio..... | 52 |
| 3.3. La estructura de la zona de estudio..... | 57 |
| <u>3.3.1. La estructura de la Sierra de Martín García.....</u> | <u>57</u> |
| <u>3.3.2. La estructura del interior de la Cuenca de Enriquillo.....</u> | <u>58</u> |
| 3.4. Características tectónicas de la Hoja de Vicente Noble Introducción..... | 61 |
| <u>3.4.1. Unidades estructurales.....</u> | <u>62</u> |
| 3.4.1.1. La unidad noreste..... | 62 |
| 3.4.1.2. La unidad sureste..... | 62 |
| 3.4.1.3. La unidad suroeste..... | 62 |
| <u>3.4.2. Las fallas.....</u> | <u>63</u> |
| 3.4.2.1. Las fallas mayores..... | 63 |
| 3.4.2.2. Las micro-fallas..... | 63 |
| <u>3.4.3. Los Pliegues.....</u> | <u>64</u> |
| 3.4.3.1. Los pliegues mayores..... | 64 |
| 3.4.3.2. Los micro pliegues..... | 64 |
| <u>3.4.4. Correlación de la estructura con el mapa de aeromagnético.....</u> | <u>64</u> |
| 3.4.4.1. Anomalías relacionadas con la litología..... | 65 |
| 3.4.4.2. Anomalías relacionadas con estructuras..... | 67 |
| <u>3.4.5. Modelo de evolución tectónica de la zona de estudio y edad de la deformación.....</u> | <u>68</u> |
| 4. GEOMORFOLOGÍA..... | 78 |

| | |
|--|------------|
| 4.1. Estudio morfoestructural..... | 78 |
| <u>4.1.1. Formas estructurales</u> | <u>80</u> |
| 4.2. Estudio del modelado | 81 |
| <u>4.2.1. Formas gravitacionales</u> | <u>82</u> |
| <u>4.2.2. Formas fluviales.....</u> | <u>82</u> |
| <u>4.2.3. Formas eólicas</u> | <u>85</u> |
| <u>4.2.4. Formas lacustres y endorreicas</u> | <u>85</u> |
| <u>4.2.5. Formas por meteorización química</u> | <u>86</u> |
| <u>4.2.6. Formas poligénicas.....</u> | <u>86</u> |
| 4.3. Evolución e historia geomorfológica | 87 |
| 5. HISTORIA GEOLÓGICA | 89 |
| 5.1. Historia Téctono-Sedimentaria..... | 89 |
| 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA | 91 |
| 6.1. Hidrogeología | 91 |
| <u>6.1.1. Climatología e hidrología</u> | <u>91</u> |
| <u>6.1.2. Hidrogeología</u> | <u>92</u> |
| 6.2. Recursos minerales | 98 |
| <u>6.2.1. Hidrocarburos</u> | <u>98</u> |
| <u>6.2.2. Rocas industriales y ornamentales</u> | <u>102</u> |
| 7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO | 102 |
| 7.1. Relación de los L.I.G. | 103 |
| 7.2. L.I.G. N° 1 - Loma el Barrero: Conglomerado de la Fm. Arroyo Seco..... | 103 |
| 8. BIBLIOGRAFÍA..... | 107 |

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 con el del Proyecto K, adjudicado al mismo consorcio.

Este Proyecto comprende, a su vez, dos zonas bien diferenciadas, denominadas Zona L-Este y Zona L-Suroeste, que se localizan en continuidad 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 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig 1):

Zona 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 del Rey, 6372-III, y El Valle, 6372-IV)
- Las Lisas (Rincón Chavón, 6472-III y Las Lisas, 6472-IV)

Zona L-Suroeste

- Jimaní (La Descubierta, 5871-I; Duvergé, 5871-II; Jimaní, 5871-III, y Boca Cachón, 5871-IV)
- Neiba (Villarpando, 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)

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente Memoria son numerosas las alusiones a otras Hojas, en especial a las que integran los cuadrantes a escala 1:100.000 de Neiba y Barahona.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Vicente Noble se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA, tomadas en los años 1983-84, y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG, 1997) (Fig. 2).

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó 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 Tecnológico y Geominero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

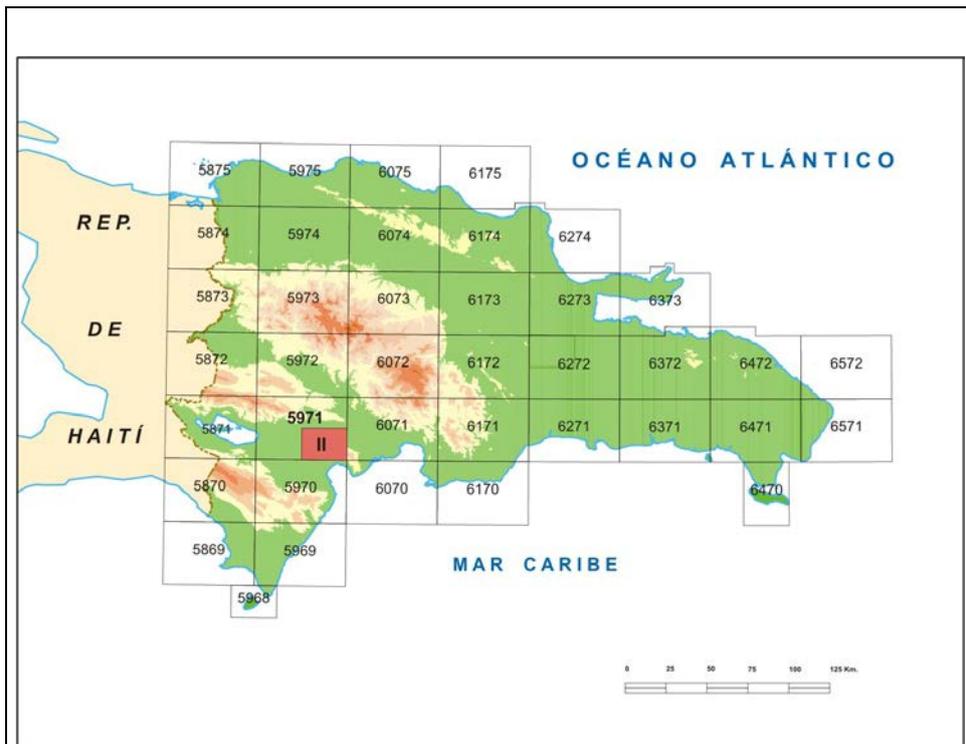


Fig 1- Mapa índice con ubicación de la Hoja 1:50.000 de Vicente Noble (5971-II)

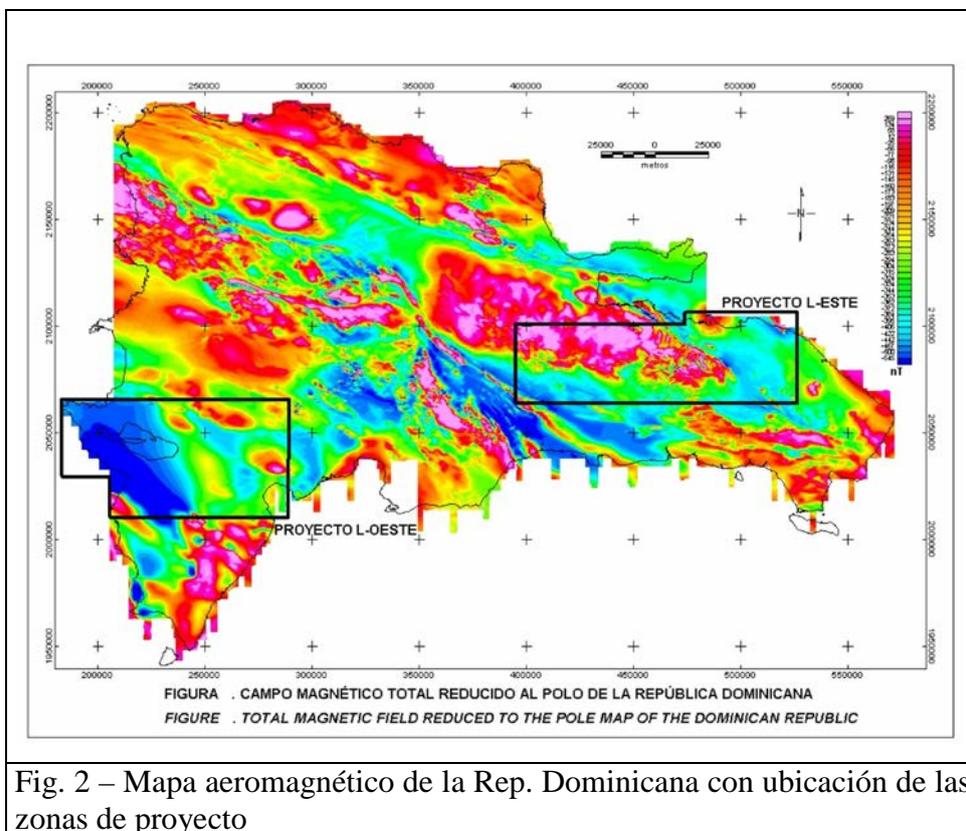


Fig. 2 – Mapa aeromagnético de la Rep. Dominicana con ubicación de las zonas de proyecto

1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Vicente Noble (5971-II) se encuentra situada en el sector sur occidental de la República Dominicana (Fig 1), concretamente en el norte de la bahía de Neiba. La Sierra Martín García ocupa la mitad oriental de la cuadrícula. Su territorio pertenece a las provincias de Barahona, de Azua, de Bahoruco y de Independencia. Desde un punto de vista fisiográfico, se caracteriza por una planicie que constituye el extremo oriental de la cuenca de Enriquillo en su parte sur-oeste. Está cortada en diagonal sur-oeste por el río Yaque del Sur y su mitad sudeste está ocupada por la Sierra Martín García.

La Hoja de Enriquillo es una planicie de dirección E-O, que une las bahías de Neiba y Puerto Príncipe, correspondiente a un antiguo estrecho marino emergido; en sus sectores centrales se encuentran depresiones por debajo del nivel del mar, la más destacada de las cuales alberga el lago Enriquillo. En el ámbito de la Hoja se dispone como una espectacular llanura en la que sólo ocasionalmente se alcanzan cotas de hasta 10 m.

El pueblo de Vicente Noble está situado en el límite entre el curso inferior del río Yaque del Sur y su potente delta que se extiende ampliamente en la planicie del Lago Enriquillo. La Sierra Martín García que culmina a 1343 m en el Alto de la Bandera se prolonga en la Hoja vecina de Pueblo Viejo. La parte norte de la Hoja que va del Cerro de los Pasitos a la Loma El Barrero constituye relieves mucho más bajos que se apoyan más al norte en las primeras estribaciones de la Sierra de Neiba.

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

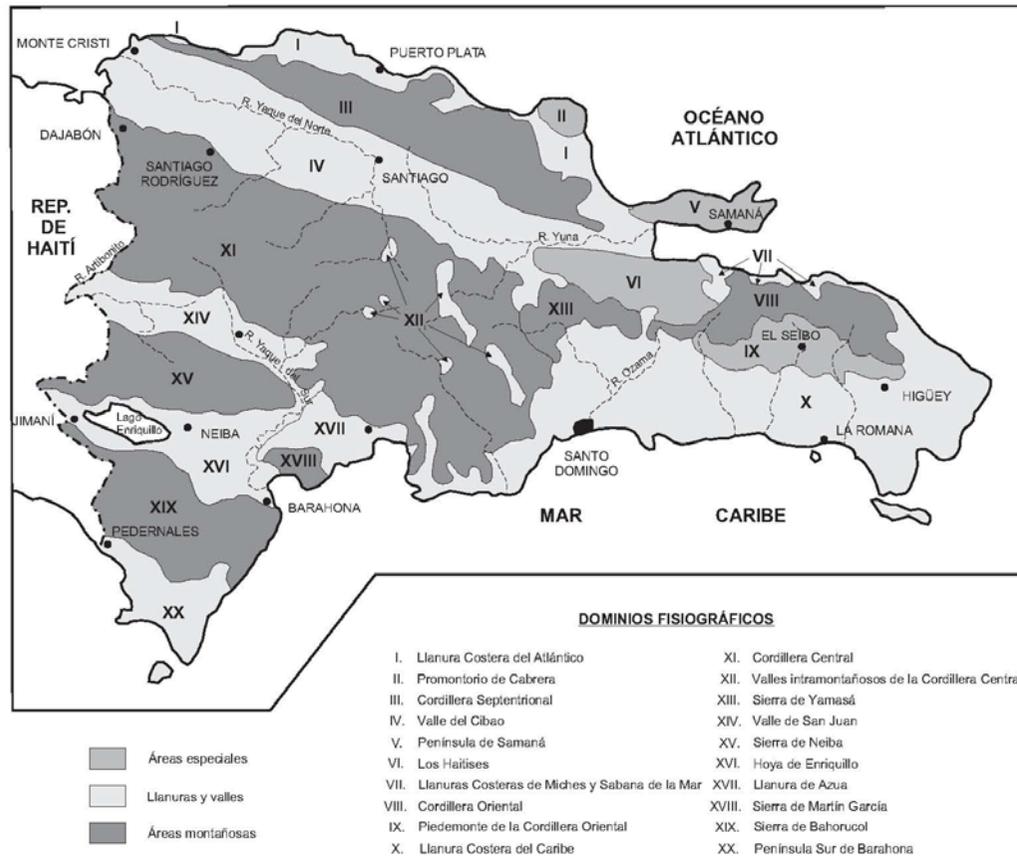


Fig.....

Fig. 3 – Dominios fisiográficos de la República Dominicana

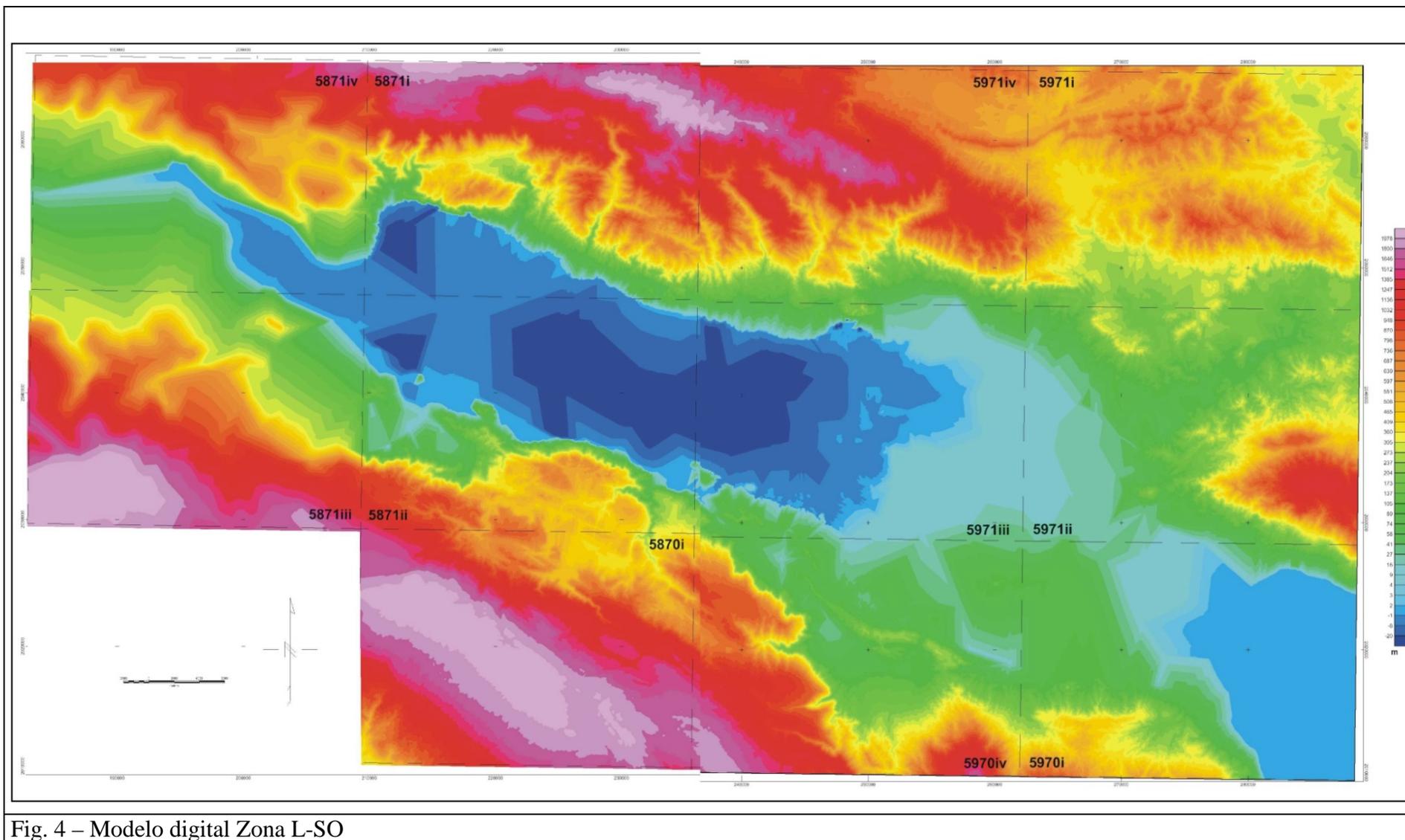


Fig. 4 – Modelo digital Zona L-SO

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter intermitente, que procedentes de los relieves montañosos, alcanzan la planicie. En cualquier caso, su distribución y funcionamiento son muy irregulares, en función de las condiciones climáticas, las características orográficas y la estructura geológica. Su elemento más destacado es el río Yaque del Sur, principal elemento de drenaje de la vertiente meridional de la cordillera Central, que alcanza la bahía de Neiba tras divagar por la planicie, donde disminuye su caudal de forma progresiva por evaporación, infiltración y extracciones. Constituye el único curso permanente de la zona. Numerosos arroyos y cañadas de carácter torrencial surcan las zonas montañosas. Completando el esquema hidrográfico, es preciso señalar las acusadas tendencias endorreicas de numerosas áreas de la llanura, puestas de manifiesto, sin olvidar la presencia de numerosas lagunas de carácter intermitente o actualmente desecadas, especialmente concentradas en el borde septentrional de la sierra de Bahoruco.

Sus habitantes se encuentran distribuidos muy desigualmente. Se concentran a lo largo del río principal, el Yaque del Sur. En la parte norte del río se construyeron pequeños pueblos sobre las antiguas terrazas y en las inmediaciones del río. Los pueblos más importantes están situados al sur, en la desembocadura del río en la planicie del Lago Enriquillo. Estos son, principalmente de Vicente Noble, Tamayo y Canoa. Esta zona representa las tierras agrícolas más ricas, pero igualmente el sector más sensible a las crecidas del río.

Se trata de una región sometida a constantes acontecimientos naturales de tipo catastrófico, como son las frecuentes avenidas producidas en la planicie en respuesta a las intensas tormentas desencadenadas en el sector montañoso y que alcanzan su máxima expresión en el caso de los ciclones y huracanes que azotan la isla, siendo bastante ilustrativos al respecto los daños ocasionados por el huracán Georges en 1998. Aunque menos frecuentes, no por ello deben olvidarse como factor destructivo los terremotos, que en época histórica también han dejado su huella.

1.3. Marco geológico

El estilo fisiográfico de la Hoja de Vicente Noble coincide plenamente con su estructura geológica, basada en la presencia de la cuenca de Enriquillo y la sierra Martín García.

La sierra de Martín García está integrada por una potente y monótona sucesión de unidades eminentemente carbonatadas, depositadas prácticamente durante el Paleógeno-Mioceno, aflorando localmente su sustrato constituido por las formaciones de Neiba. Aunque en detalle presenta una compleja sucesión de pliegues y fallas de envergadura y geometrías diversas, a grandes rasgos se estructura como una gran antiforma cabalgante al norte en la cuenca de Azua y al sur en la cuenca de Enriquillo.

La cuenca de Enriquillo, de dirección E-O integra junto con las de Azua y San Juan el sistema de cuencas neógenas del Suroeste insular. En realidad forman parte de una cuenca sedimentaria única cuyo relleno se llevó a cabo a través de una sucesión somerizante que evolucionó desde facies marinas relativamente profundas (Mioceno) hasta facies netamente continentales (Plioceno-Pleistoceno).

1.4. Antecedentes

Pese a que la sierra de Martín García parece haber despertado un escaso interés geológico, las cuencas neógenas del suroeste dominicano, y en particular la de Enriquillo, han sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación se señalan todos aquellos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de ella.

Aunque los trabajos pioneros se remontan a la época del descubrimiento de América, las primeras exploraciones sistemáticas tuvieron lugar durante el siglo pasado con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan et al. (1921) para el Servicio Geológico de Estados Unidos, así como los de Arick (1941), Barnett (1941), Dohm (1941, 1942), Hunter (1943), Beall (1945) y Bermúdez (1949), entre otros, para la Dominican Seaboard Oil Company.

Entre las décadas de los años sesenta y ochenta tuvo lugar un notable impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Boisseau (1987), que precisa la

estructura del flanco nororiental de la cordillera Central; Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica; De Zoeten (1988), que trata sobre la estratigrafía y la estructura de la cordillera Septentrional; Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores; Heubeck (1988), centrado en la terminación sur oriental de la cordillera Central. Por su particular interés en la zona de estudio es preciso destacar la tesis doctoral de Llinás (1972), en la que se aportan numerosos datos de tipo estratigráfico y estructural de la sierra de Bahoruco y del sector oriental de la cuenca de Enriquillo.

Fruto del interés petrolífero de las cuencas del suroeste dominicano es el trabajo de Norconsult (1983) en el que se sintetizan los resultados de los estudios llevados a cabo, aportando una valiosa información estratigráfica, estructural y sobre todo, del subsuelo. En relación con la historia de la exploración petrolífera merece la pena destacar la síntesis histórica de Mann y Lawrence (1991).

Debido a la excelente calidad de los afloramientos de materiales cuaternarios de origen arrecifal distribuidos por la cuenca de Enriquillo y sus implicaciones en la evolución más reciente de la región, su estudio ha sido otro de los temas que ha llamado la atención de los autores que han visitado la zona, pudiendo destacarse al respecto las publicaciones de Mann et al. (1984) y Taylor et al. (1985).

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, 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 Suroeste del país (1984). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir 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).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1991a) para la Sociedad Geológica de América y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de

artículos existen algunos que afectan de forma específica a diversos aspectos estratigráficos y estructurales de la Hoja de Vicente Noble; de entre ellos cabe destacar los de: McLaughlin et al., quienes abordan la descripción bioestratigráfica y paleogeográfica de los materiales de las cuencas de Azua y Enriquillo; y Mann et al. (1991), que proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas. Posteriormente, las referencias a la cuenca de Enriquillo fueron ampliadas y revisadas por Mann et al. (1999) dentro de un volumen monográfico relativo a las cuencas caribeñas.

Además de los anteriores, destacan por su importancia en la Hoja las tesis doctorales de Cooper (1983) y Breuner (1985), especialmente por su interés para la estratigrafía de los materiales neógenos, así como la de McLaughlin (1989), ésta enfocada desde un punto bioestratigráfico y evolutivo. Otro tanto puede decirse del estudio hidrogeológico de la región sur oriental dominicana elaborado por De León (1983), con una clara descripción estratigráfica acompañada de un esquema cartográfico.

Entre los trabajos más recientes es preciso señalar los desarrollados en la región limítrofe con motivo del Proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana (IGME et al., 2000), que suponen un considerable avance en el conocimiento geológico de la región, no sólo desde un punto de vista cartográfico, sino también por el tratamiento sistemático de su estratigrafía, tectónica, geomorfología, petrología y geología económica. Por último, merece la pena destacar la recopilación de artículos elaborados a partir de la información acumulada en dicho proyecto (Pérez-Estaún et al., 2002), de entre los que cabe destacar el de Díaz de Neira y Solé por su interés directo en la estratigrafía de la Hoja.

2. 2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Vicente Noble ha sido objeto de numerosos trabajos anteriores. Su estratigrafía ha sido analizada en el marco del estudio de las cuencas sedimentarias Azua y Enriquillo (Mc. Laughlin y Van Den Bold 1991, Mann et al. 1991). Cubre los tiempos geológicos que van del Mioceno al Cuaternario. Las correlaciones bioestratigráficas se han realizado principalmente a partir de foraminíferos planctónicos (Fig. 2.1) y de los ostrácodos (Bold 1988).

2.1. Mioceno

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. 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, en la Sierra Martín García, 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 Y CUENCA DE ENRIQUILLO (PROYECTO L-ZONA SUROESTE)

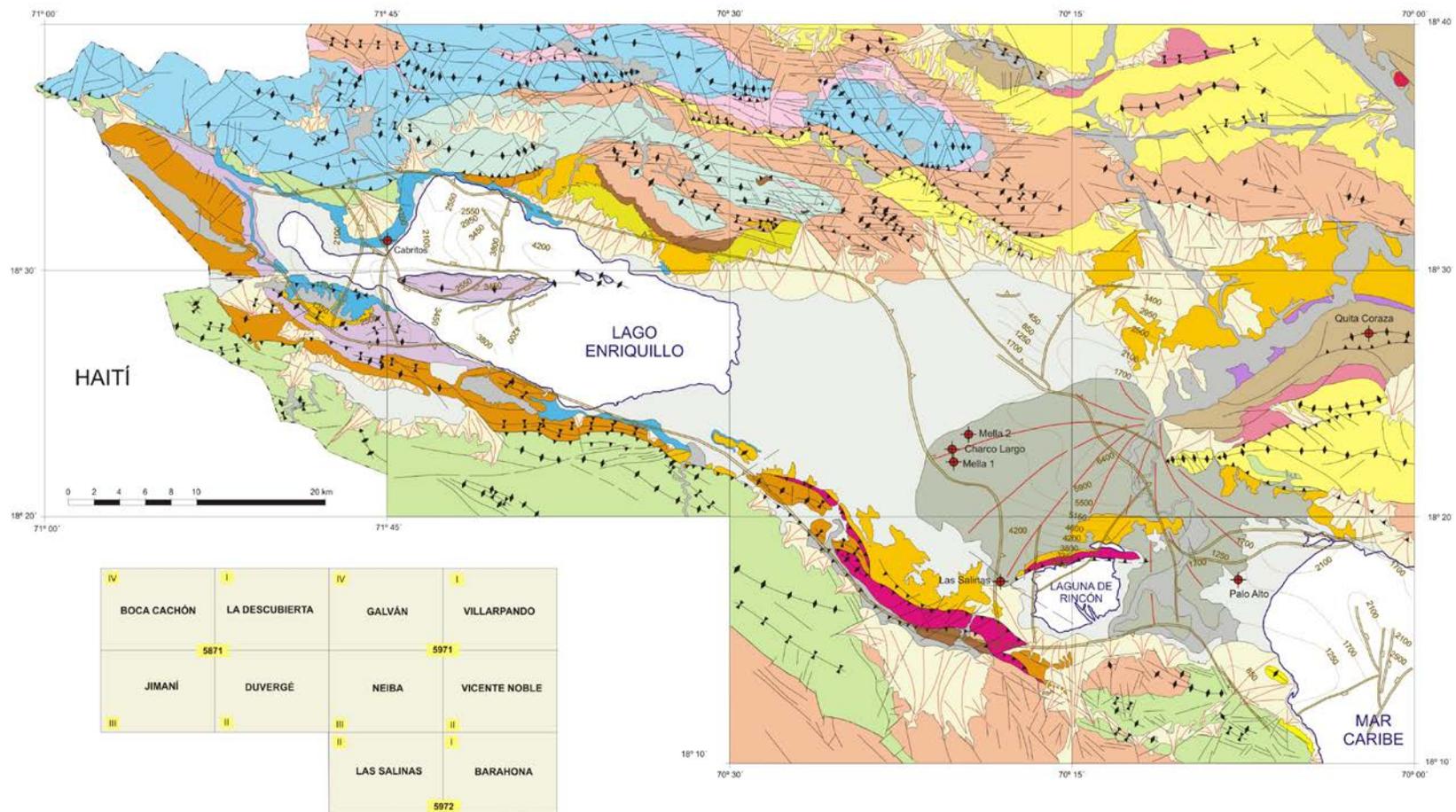


Fig. 5 - Esquema Geológico del Proyecto L- Zona SO

**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 Yaqué. 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 y de Bahoruco

-  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.
-  Und. El Manguito. Cretácico sup.

Fig. 6 - Leyenda del Esquema Geológico de la Zona L-SO

El corte de Cabeza de Toro, de unos 400 m de espesor, es muy ilustrativo de las características de la formación, especialmente entre la primera localidad y el paraje de El Puerto, pese a la existencia de tramos cubiertos. No se ha observado su base y por tanto, la naturaleza de su contacto con la Fm. Neiba, pese a lo cual parece de naturaleza concordante; no obstante, en la sierra de Bahoruco ha sido señalada la presencia de un nivel conglomerático en la base de la formación (Llinás, 1972), sugiriendo la existencia de una discontinuidad entre ambas formaciones. En la Sierra Martín García, la base de la Fm. Sombrerito no aflora.

A lo largo del corte se aprecia un predominio de sus facies típicas, con algunos tramos de claro predominio margoso o calcarenítico que han sido representados cartográficamente cuando sus dimensiones lo han permitido. El techo está constituido por un tramo calcáreo que da lugar a notable resalte morfológico; cuyos rasgos peculiares y su amplia representación en la zona han sugerido su propuesta como Mb. Calizas de la Loma La Patilla.

Pese a mostrar netas diferencias con relación a la suprayacente Fm. Trinchera, caracterizada por una sucesión de niveles de areniscas entre los que se intercalan margas, la relación entre ambas ha sido objeto de varias interpretaciones. Aunque con frecuencia se ha señalado la existencia de un contacto neto entre ambas, en la zona se observa la existencia de un tramo de transición integrado por una sucesión margosa que intercala niveles decimétricos de areniscas y calcarenitas, conocido en la literatura regional como Mb. Gajo Largo, que algunos autores han considerado como techo de la Fm. Sombrerito (Mc Laughlin et al., 1991), en tanto que otros lo han considerado la base de la Fm. Fondo Negro (Cooper, 1983) o, en la Fm. Trinchera. La Fm. Gajo Largo es considerada como constituyente de la parte superior de la Fm. Sombrerito.

De acuerdo con los criterios señalados y de modo informal podría definirse el conjunto margoso con intercalaciones calcareníticas como un Tramo margoso inferior, el Mb. Calizas de la Loma de La Patilla, con un Tramo calcáreo intermedio, y el Mb. Gajo Largo, con un Tramo margoso superior, pudiendo correlacionarse con los tramos propuestos para la cuenca de Azua (Díaz de Neira y Solé, 2002).

2.1.1. La Fm. Sombrerito (Mioceno)

La Fm. Sombrerito constituye el basamento carbonatado del relleno detrítico de las cuencas de Azua y de Enriquillo (Mac Laughlin et al. 1991). Aparece en el contorno de la Sierra de Neiba y en la Sierra Martín García. El tipo ha sido definido por Olson (en Bermúdez 1949) en el Arroyo Sombrerito, al este de la Sierra de Neiba. Está constituida por al menos 500 m de calizas pelágicas, margas y restos flow carbonatados de débil batimetría. Inicialmente se había descrito sobre las laderas de la Sierra de Neiba.

| VAUGHAN Y OTROS (1921) | DOHM (1941) | BERMÚDEZ(1949) | LLINÁS (1972) | VAN DEN BOLD (1975) | COOPER (1983) | BREUNER (1985) | McLAUGLIN 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. Vía | Fm. Jimaní | Fm. Jimaní. Unidad superior | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | Fm. Jimaní. Unidad inferior | | | | | | |
| Fm. Cerros de Sal | Fm. Las Salinas | Fm. Las Salinas | | Fm. Las Salinas | Mb. Loma de Yeso | Fm. Arroyo Blanco | Fm. Las Salinas | Fm. Ayo. Blanco | Fm. Ayo. Blanco (+ Las Salinas) | Fm. Ayo. Seco | | | | | | | |
| | Fm. Bermesí | Fm. Angostura | Fm. Ayo. Blanco | Fm. Angostura | | | Fm. Angostura | | | | Fm. Angostura | | | | | | |
| Grupo Yaque | Fm. Ayo. Blanco | Fm. Angostura | Fm. Ayo. Blanco | Fm. Angostura | Ayo. Blanco | Fm. Trinchera | 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 | | | | | | | | |
| | Fm. Sombrerito | Fm. Lemba | Fm. Trinchera | Fm. Lemba | Fm. Sombrerito | Fm. Sombrerito | Fm. Sombrerito | Fm. Sombrerito | Fm. Sombrerito | Fm. Sombrerito | Fm. Sombrerito calcárea (cal. de Barahona) | Unidad de Cortadero | Tramo margoso superior. Mb. Gajo Largo | Fm. Sombrerito indiferenciada | | | |
| | | | | Sombrerito | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | Fm. Neiba | | Fm. Neiba | | | | | | | Tramo margoso inferior |
| | | | | | | | | Fm. Plaisance | | Fm. Neiba | Fm. Vallejuelo | Fm. Neiba | Fm. Neiba superior | | | | Counjunto Volcanosedimentario de El Aguacate |
| | | | | Fm. río Arriba | | | | | Fm. Neiba brechoide | Fm. Neiba inferior | | | | | | | |
| | | | | Complejo ígneo sin denominación | | | | | Indiferenciado | | | | | Unidad de El Manguito | | | |

Fig. 7 – Correlaciones estratigráficas de las formaciones sedimentarias de la cuenca de Azua sobre la base del análisis de los foraminíferos planctónicos. Según Mc. Lauglin y Van Den Bold, 1991, basados en los trabajos de Bolli y Saunders, 1985 y Blow, 1979 Cuadro de equivalencia de formaciones y unidades definidas en la cuenca de Enriquillo y Azua

2.1.2. Fm. Sombrerito (1) Calizas margosas tableadas a veces areniscosas y otras sublitográficas. Mioceno inferior (N₁¹)

La parte inferior de la Fm. Sombrerito ocupa la parte central del anticlinal de la Sierra Martín García. Es visible en aproximadamente 2000 m de espesor. Es la formación más antigua de la Hoja de Vicente Noble y una serie globalmente regresiva. Su base tiene alrededor de 1000 m de calizas y calizas margosas, representativas de un ambiente pelágico y de plataforma.

En la Sierra Martín García, su base está constituida por bancos de calizas micríticas separadas por juntas margosas centimétricas que constituyen el núcleo del anticlinal. Los bancos son de decimétricos a métricos que alternan con calizas sublitográficas y calcarenitas. Las calizas son margosas, micritas y esparitas. Localmente y subiendo aparecen calizas más arenosas en laminaciones sedimentarias. Por encima de estas calizas encontramos margas azules y grises de una centena de m de espesor y de pequeños bancos de asperones oxidados y laminados, de espesor decimétrico. En general están afectados por bioturbaciones.

2.1.3. Fm. Sombrerito (2) Complejo arrecifal recristalizado con bancos de margas intercalados. Mioceno inferior (N₁¹)

Sobre el flanco sur del macizo de Martín García aflora un banco macizo de caliza arrecifal recristalizada, que indica el regreso a una escasa batimetría, ya anunciada por las margas azules y las areniscas de El techo de la serie infrayacente. Los fantasmas de políperos quedan visibles a través de la micrita beige o blanca de esta caliza. Su espesor va desde 0 hasta 250 m con intercalaciones margosas en su parte más gruesa. Sus afloramientos, a menudo controlados por fallas, impiden conocer su espesor real. Dos bancos de calizas, separados por margas grises, constituyen localmente la formación arrecifal. Este redoblamiento podría ser un efecto de la tectónica. Esta facies es idéntica a la de la Sierra de Bahuco donde las calizas alcanzan un mayor espesor.

2.1.4. Fm. Sombrerito (3) Complejo margo calcáreo, margas, areniscas, areniscas bioturbadas. Mioceno medio (N₁²)

Encima de estas formaciones arrecifales aflora, en gran parte de la periferia de la Sierra Martín García, una serie detrítica que comienza con margas y lechos de areniscas. Donde se encuentran igualmente calizas blancas que alternan con margo-calizas, calizas margosas, caliza con figuras de corriente (foto 1 del Album de fotos). Este primer complejo tienen un espesor de alrededor de 250 m. Encima, 450 m de margo-calizas, de arenisca bioturbadas y en ocasiones rubefactadas, alternan con margas verdes u oxidadas y representan ambientes lagunares periódicamente sin agua. La serie culmina por 70 m de areniscas canalizadas. La complejidad tectónica de esta zona no permite afirmar las sucesiones litológicas propuestas en un depósito continuo.

2.1.5. Fm. Sombrerito (4) Margas azules y amarillas, calizas margosas. Mioceno medio (N₁²)

La parte superior de la Fm. Sombrerito constituye el domo de Canoa y representa el extremo sureste del anticlinal que forman los relieves de la montaña Martín García. La Fm. Sombrerito está formada por 90 m de calizas margosas muy blancas en la base, que alternan con areniscas calizas laminadas y con margas blancas. Hacia arriba, y luego de un paso más o menos progresivo, se hallan 40 m de serie margosa, amarilla en la base y gris azulada en la cima (foto 2) con raras intercalaciones de pequeños lechos de areniscas. Esta serie representa el regreso a un ambiente marino abierto.

Esta formación se caracteriza por grandes ejemplares de foraminíferos del Mioceno Medio de la descendencia de *Globorotalia fohsi*. Estas formas son tradicionales entre los dos miembros más avanzados de la línea, *g.f. lobata* y *G. f. robusta cronozona* (N12). Las calizas, en ocasiones pulverulentas, constituyen con probabilidad facies cuyo prolongamiento de roca sana se sitúa sobre la Sierra Martín García. La proximidad de la paleo-superficie es atestiguada por los niveles de travertinos que engloban conglomerados que probablemente pertenecen a la formación discordante Arroyo Seco.

2.1.6. Fm. Sombrerito (Miembro Gajo Largo) (5) Alternancia de arenisca y siltitas, calizas blancas sublitográficas. Mioceno superior (N₁³)

El miembro Gajo Largo, de la Fm. Sombrerito, aflora claramente en las estructuras complejas de la ladera norte del anticlinorio de la Sierra Martín García, sobre la Hoja de Vicente Noble, entre Canoa y Fondo Negro. La base de la serie está subrayada en los primeros niveles por siltitas verdes. La cima está marcada por el último banco de caliza blanca de la Fm. Sombrerito.

El miembro Gajo Largo representa los términos de paso con la formación sílico-clástica Trinchera. Está constituido por cerca de 300 m de una alternancia de arenas carbonatadas y margas, así como de alternancias de silts y de pequeños bancos de arenisca. El banco calizo que marca la cumbre es sub-litográfico y puede alcanzar 3 m de espesor (foto 3 del Album de fotos). Presenta estructuras de circunvolución y de escape de agua. Estas calizas presentan bioturbaciones (foto 4 del Album de fotos) (*striotubules* y *helmintoides*). Aparecen en la serie detrítica otros bancos de calizas litográficas, que no sobrepasan algunos decímetros de espesor.

Su parte inferior se correlaciona con la zona de *Globorotalia mayeri* (N14) basada en la presencia del taxón nominativo y de *Globigérina nepenthes*. La presencia de pequeñas formas de *Globorotalia acostaensis* en la parte superior de Gajo Largo indica una situación en la parte inferior de la cronozona de *Globorotalia acostaensis* (lower N16). No obstante existen dos lagunas estratigráficas aparentes entre las formaciones de Canoa y la cumbre de Gajo Largo. La primera es la zona *Globigerinoides ruber* (N13). La segunda es la zona de *Globorotalia menardii* (N15). Estas lagunas representan intervalos de tiempo muy pequeños. Las dos son difíciles de reconocer en el Caribe (Bauli et Saunders, 1985).

El miembro Gajo Largo miembro marca el límite entre el Mioceno medio y el Mioceno superior (Mc. Laughlin y al. 1991).

2.1.7. Fm. Trinchera (6) Areniscas, lutitas, conglomerados. Mioceno superior – Plioceno inferior (N₁³- N₂¹)

La Fm. Trinchera constituida por 1000 a 2600 m de arcillas, de silts de arenisca y de conglomerados (foto 5), ocupa la cuenca de Azua y la parte noreste de la cuenca Enriquillo. La localidad tipo fue definida por Olsson en Bermúdez (1949) como Trinchera “*Bluff*” en la parte superior del río Yaque del Sur. La Fig. 8 (McLaughlin et al. 1991) evidencia las relaciones entre estratigrafía, litología, los foraminíferos béticos y los medios de depósito.

En la Hoja de Vicente Noble, la Fm. Trinchera constituye un conjunto plegado que va desde el centro de la Hoja hacia el noreste. En el centro se trata de un gran monocinal que se integra hacia el noreste a dos grandes pliegues: el anticlinal de Quita Coraza y el de la Sierra Pelada. Estos pliegues se inclinan al sur. Los bancos de areniscas de dimensión centimétrica y pluridecimétrica presentan granoclasificación en general (foto 6 del Album de fotos) y slumps (foto 7 del Album de fotos). Su granulometría corresponde a arenas finas y medias. Este conjunto es una secuencia de relleno de “*fan*” turbidítico. Raros fósiles de ostras confirman el medio marino (foto 8 del Album de fotos). Se pasa de facies de lutitas dominantes en la base, a areniscas y conglomerados dominantes al techo.

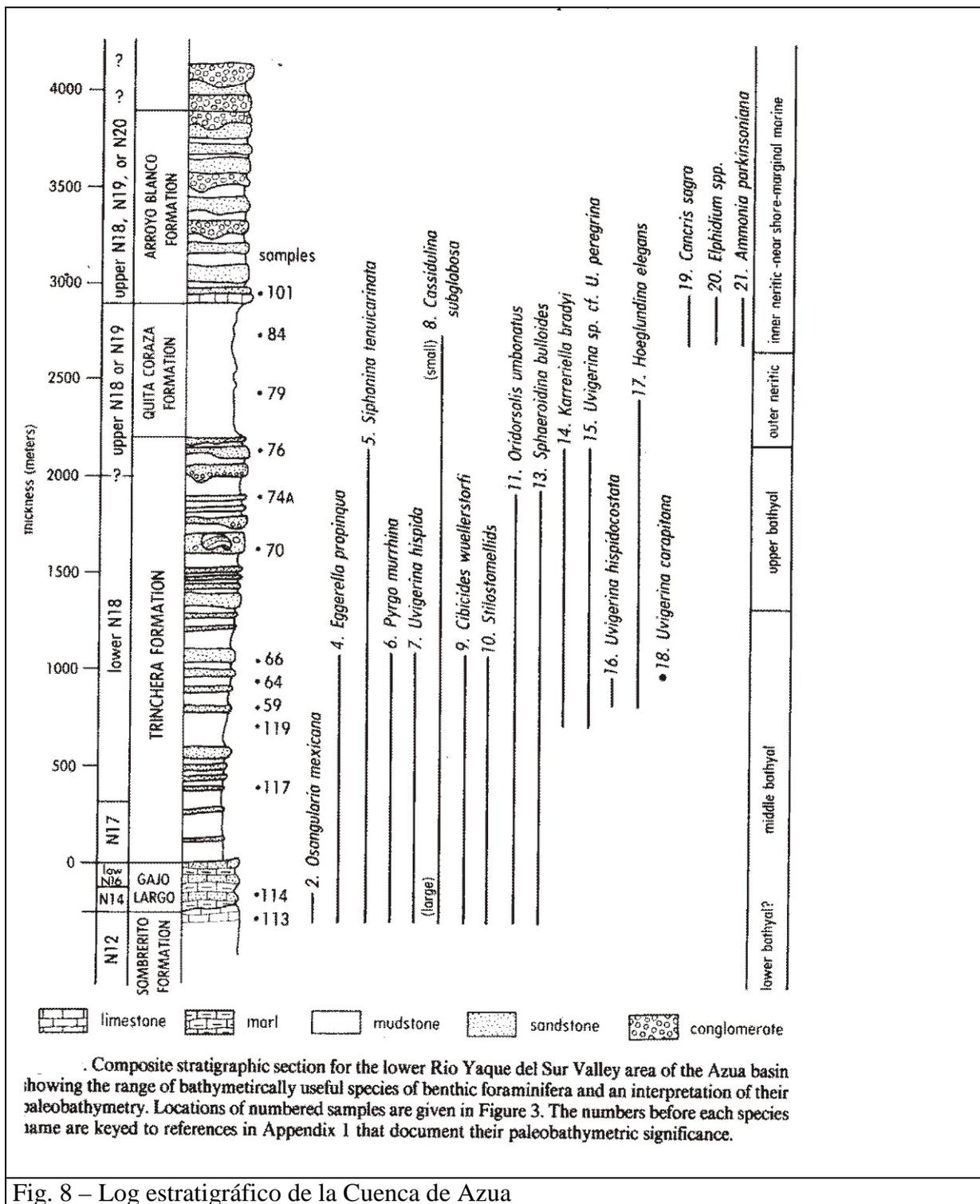


Fig. 8 – Log estratigráfico de la Cuenca de Azua

La base de la Fm. Trinchera se caracteriza por *Globorotalia margaritae*, en los afloramientos de la autopista Azua-Barahona, entre Canoa y Fondo Negro, 300 m encima del contacto entre Trinchera-Gajo Largo. El primer caso de *Globigerinoides ruber* se sitúa cerca de 200 m bajo el límite Trinchera-Quita Coraza, cerca de Fondo Negro. Esta configuración le atribuye a la parte baja de la Fm. Trinchera situada sobre la autopista Azua-Barahona, en el nordeste de Canoa, una edad Miocena superior, en el lado superior de la cronozona de *Globorotalia humerosa*. Entre el primer caso de *Globorotalia margaritae* y *Globigerinoides ruber*, la Fm. Trinchera es el equivalente de la parte inferior de la subzona de *Globorotalia margaritae margaritae*. En lo alto de la primera ocurrencia de *Globigerinoides ruber*, la bioestratigrafía es menos precisa (Mc. Laughlin y al. 1991). Los cortes realizados cerca de Quita Coraza (Mc. Laughlin y al. 1991) son menos ricos pero abastecieron *Globorotalia margaritae*, cerca de la cumbre de la formación. Ella representa el equivalente de la parte superior del corte de Fondo Negro.

2.2. Plioceno

2.2.1. Fm. Quita Coraza (7) Arenas y siltitas. Plioceno inferior (N₂¹)

La Fm. Quita Coraza data del Plioceno inferior y está constituida por siltitas con raras intercalaciones de arenisca con espesor desde los 200 hasta los 700 m. Aflora río abajo por el Yaque del Sur y no se ha reconocido río arriba. La localidad tipo se sitúa cerca del pueblo de Quita Coraza. En la Hoja de Vicente Noble, los mejores afloramientos de la Fm. Quita Coraza se encuentran en las orillas del río Yaque del Sur al sur-oeste de Montaso y cerca del pueblo de Las Minas al noroeste de la Hoja.

En la Hoja de Vicente Noble, sobre la Fm. Trinchera, Quita Coraza está en posición monoclinial. Aflora desde el centro hacia el noreste de la Hoja, está oculta, en gran parte, por aluviones recientes del mencionado río y compuesta por siltitas masivas con raras intercalaciones de finas areniscas turbidílicas.

En su parte inferior, el paso con la Fm. Trinchera es concordante y progresivo. Bancos de arenisca fina y discontinua están interestratificados en la parte basal de la Fm. Quita Coraza. En el sur del río Yaque del Sur, la serie tiene un espesor de 200 m alcanzando, al oeste de Fondo Negro, los 700 m.

La Fig. 7 evidencia las relaciones entre la estratigrafía, la litología, los foraminíferos béticos y los medios de depósito.

Los foraminíferos béticos de los afloramientos de Fondo Negro (Mc Laughlin et al. 1991) colocan la Fm. Quita Coraza en el Plioceno inferior. Allí se encuentra *Globigerina nepenthes* y hacia arriba los primeros casos de *Globorotalia margaritae* y *Globigerinoides ruber*. Esta configuración concuerda con una localización de la serie en la sub-cronozona de *Globorotalia margaritae margaritae* (upper N18) o en la sub-cronozona de *Globorotalia margaritae evoluta*.

Es probable que la Fm. Quita Coraza (Mc Laughlin et al. 1991) se haya depositado en un medio de plataforma poco profundo. Se trata de la zona nerítica sur y el este de la cuenca de Azua. Esta sedimentación se habría producido en menos de un millón de años.

2.2.2. Fm. Arroyo Blanco (8) Formaciones arrecifales, areniscas, areniscas margosas, conglomerados Plioceno medio a superior (N₂²⁻³)

La Fm. Arroyo Blanco constituye la parte alta de las formaciones marinas de la cuenca de Azua. Está formada por 700 m de areniscas margas, areniscas y conglomerados. La localidad tipo se definió originalmente en el lecho de Arroyo Blanco al este del pueblo de Quita Coraza (Olsson en Bermúdez 1949). Mac Laughlin et al. (1991) propusieron una nueva localidad tipo en Arroyo Las Lajas al este del Arroyo del Bao.

La Fm. Arroyo Blanco forma un gran sinclinal que ocupa la parte noreste de la Hoja de Vicente Noble y se prolonga hacia el norte sobre la Hoja de Villarpando. Hacia el este la estructura comienza por un banco de arrecife de una decena de metros de espesor (foto 9) rematado por 200 m de areniscas margas fosilíferas. El techo de la serie está formada por un conjunto de arenisca conglomerática deltáico o fluviales (foto 10 del Album de fotos). Esta sucesión es globalmente regresiva.

En la parte oeste de la estructura sinclinal, la serie alcanza 1500 m con niveles de yeso interstratificados en su parte basal. Sobre la Loma del Yeso, río abajo del Yaque del Sur, hay dos niveles principales que son objeto de explotación. Encima, se observa una importante serie de margas grises y azules que alternan con areniscas fosilíferas y raros

canales arrecifales. Las margas presentan una fauna de lamelibranquios y gasterópodos de limitados medios. En esta parte de la Hoja, la formación de conglomerado continental de Arroyo Seco descansa en discordancia por encima de la Fm. Arroyo Blanco.

río arriba del Yaque del Sur, la Fm. Arroyo Blanco se coloca directamente sobre la Fm. Trinchera; en el curso bajo descansa sobre la de Quita Coraza. La Fm. Arroyo Seco descansa concordante con la Fm. Arroyo Blanco río arriba del Yaque del Sur (Cooper 1983).

La Fig. 10 (McLaughlin et al. 1991) evidencia las relaciones entre la estratigrafía, la litología, los foraminíferos béticos y los medios de depósito.

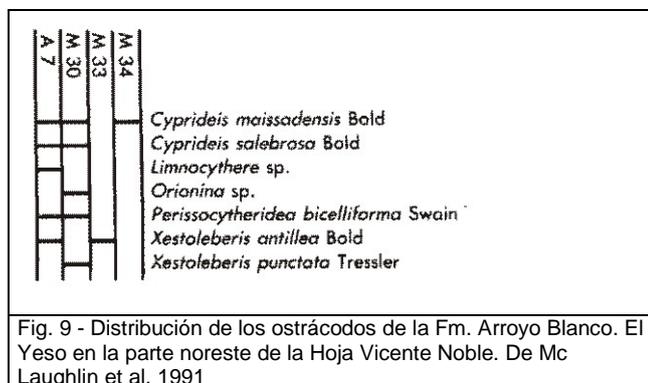
La parte basal de la formación se ha datado en los afloramientos de Arroyo Barranco al noroeste de Fondo Negro. Se sitúa en la parte superior del Plioceno inferior o en la inferior del Plioceno medio, encima de la primera ocurrencia de *Globorotalia margaritae* y *Globigerinoides ruber* y debajo del último caso de *Globoquadrina altispira*. También se sitúa entre la parte superior de la sub-cronozona *Globorotalia margaritae* (N18 superior) y la sub-cronozona *Globigerinoides trilobus fistulosus* (N20). No obstante se atribuye una edad Plioceno medio (N20).

2.2.3. Fm. Arroyo Blanco (9) Margas, yeso, areniscas Plioceno medio a superior. (N₂²⁻³)

La serie margosa de la base de la Fm. Arroyo Blanco se engruesa hacia el noroeste y se prolonga sobre la Hoja Villarpando. Las margas azules y la arenisca margosa contienen dos bancos mayores de yeso que no son objeto de explotaciones importantes. Esta parte de la serie se ha descrito bajo el nombre de Miembro Yeso por Cooper (1983) y por Lamar y Mann (1988). En esta parte de la cuenca las intercalaciones de conglomerados con elementos de calizas, anuncian la cercanía de la Fm. Arroyo Seco. Los elementos del conglomerado pertenecen principalmente a las calizas de la serie de Neiba.

La bioestratigrafía de esta serie se basa en el estudio de los ostrácodos (Fig. 9) (Mc Laughlin et al. 1991) y de los foraminíferos y le atribuye a la Fm. Arroyo Blanco una edad del Mioceno superior. En los afloramientos de Arroyo Las Lajas – Cañada de Hicotea (Hoja Pueblo Viejo), los ostrácodos *Radimella confragosa* caracterizan la base de la Fm. Arroyo Blanco. Este caso sugiere una edad Mioceno superior o más joven. Se trataría de un equivalente de

la cronozona superior de *Globorotalia humerosa* (upper N17) o la cronozona de *Globorotalia margaritae* (N18 et N19).



El ostrácodo más común de la Fm. Arroyo Blanco es el *Cyprideis maissadensis*. Esta especie se encuentra en la parte central de Haití hasta la cuenca de Azua, con ocurrencias en las formaciones de yeso de la Loma de Yeso al sudeste de la Sierra de Neiba. Está ausente en las formaciones de yeso de la cuenca de Enriquillo y de la cuenca Cul-de-Sac en Haití.

Los depósitos de la Fm. Arroyo Blanco son del tipo marino, de poco profundos a continentales. La parte baja de la serie representa los últimos estadios del talud continental de la Fm. Trinchera. Luego se observa una barrera de arrecifes con su complejo de canales. Detrás de la barrera se instalan medios lagunares limitados. Las formaciones evaporíticas testimonian las desecaciones periódicas de las lagunas. Hacia lo alto de la serie, las bahías fluviales y los deltas anuncian la llegada del medio continental. Los conglomerados continentales alternan con los medios lagunares en la parte alta de esta serie.

La base, en la Fm. Arroyo Blanco, corresponde lateralmente a la Fm. Angostura (McLaughlin et al. 1991, Fig. 10). Esta formación representa las facies del centro de la cuenca evaporítica con las formaciones de halita.

2.2.4. Fm. La Salina (Plioceno Superior)

2.2.4.1. Generalidades

La Fm. La Salina es una formación esencialmente detrítica que está situada en la parte norte de la Sierra de Bahoruco, entre la formación Angostura y los depósitos cuaternarios de la Cuenca Enriquillo.

Su actual denominación fue propuesta por Cooke, Condit y Ross (1921) del nombre del pueblo situado en la Hoja La Salina, al Norte de la parte Este de la Loma de Sal y Yeso. Posteriormente la formación ha sido estudiada en trabajos sedimentológicos, estratigráficos o paleontológicos por Dohm (1942), Bermúdez (1949), Boyd (1968), Llinas (1972), Bold (1975), McLaughlin et al. (1991) y Mann et al. (1999).

Existen numerosos afloramientos que permiten una descripción homogénea de toda la formación en la Hoja de La Salina. Por otra parte, los numerosos sondeos petroleros que se han realizado en la cuenca de Enriquillo, permitieron igualmente un buen reconocimiento litológico de esta formación. En el sondeo de Charco Largo-1, la Fm. La Salina fue intersectada en un tramo de 2182 m.

La base de la formación La Salina esta representada por un banco masivo de caliza areniscosa de 3 m de potencia, muy resistente a la erosión. Este banco, a menudo verticalizado en la orilla sur de la cuenca Enriquillo constituye una cresta bien visible en el paisaje, denominado "*Razorback Ridge*" por Mann et al. (1999). Este nivel basal es rico en restos de conchas y muestra una laminación cruzada sigmoidal unidireccional. La superficie del banco muestra además "*ripples marks*" simétricas bien visibles. En el sondeo Charco Largo-1, la base de la formación La Salina esta representada por un banco de 4.6 m de calizas blancas (Mann et al., 1999).

Microscópicamente y según los afloramientos, se trata de una biomicrita a biosparita cuarzosa o de una oolitosparita. Esta facies generalmente es rica en oolitas y en granos de cuarzo, feldespato, opaco y a veces de olivina alterada. La biofase contiene también numerosos fragmentos de gasterópodos equinodermos, lamelibranquios, briozoarios y algas coralíneas. Los foraminíferos identificados (*Globigerina sp.*, *Globigerinoïdes sp.*,

Globorotalia sp., *Quinqueloculina sp.*, *Elphidium sp.*, *Bolivina sp* y *Brizalina sp.*) no permiten precisar la edad de este nivel.

A continuación se observa una sucesión potente de lutitas grises y rojas con intercalaciones de escala decimétrica a métrica de areniscas grises, verdes o rojas con bases canalizadas y laminaciones cruzadas. Algunos bancos de calizas o de conglomerados se intercalan en esta serie. En el sondeo Charco Largo-1, se encontró un banco de evaporita aproximadamente a 500m encima del nivel de base (Mann et al., 1999).

La serie finaliza con un tramo margoso-conglomerático gris con intercalaciones de areniscas y numerosas lumaquelas y corales en posición de vida. Este último tramo puede disponerse en discordancia sobre los tramos infrayacentes, que parecen sufrir un fuerte acuñamiento en dirección este. Los niveles conglomeráticos forman las últimas crestas del paisaje, antes de los depósitos del Pleistoceno, y han sido explotados en canteras para materiales.

Los trabajos paleontológicos de Bermúdez (1949), Bold (1975) et de Mann et al (1999) han permitido el reconocimiento de numerosos foraminíferos como el *Discorbis hoffi* Bermúdez, *Streblus Mineacea* Bermúdez, *Streblus Becarií*, *Elphidium delicatulum* Bermúdez, *Bairdia Sp.*, *Cyprideis Salebrosa*, *Cyprideis similis*, *Cyprideis Subquadrangularis*, *Cyprideis Pascagoulaensis*, *Orionina Serrulata*, *Radimella Confragosa* y *Catirella Navis*. Esta fauna permite fechar la formación del Plioceno medio a más reciente.

La Fm. La Salina se integra en un medio deposicional deltaico de tendencia progradante, con una paleogeografía compleja. El nivel de base caliza, el “*Razorback Ridge*”, es interpretado como la base de depósitos transgresivos marinos en la formación evaporítica Angostura. Se trata de un medio de depósito de alta energía, infralitoral probable. La continuación de la serie marca un aumento de la influencia marina. La abundancia de arenisca se interpreta como un complejo deltaico costal, en mar poco profundo. La llanura deltaica contiene canales de marea y facies relacionadas, así como canales de predominancia fluvial y lobos de grietas. Más adelante, en la parte superior, la presencia de las calizas coralinas marca un medio arrecifal con predominancia siliciclástica. Las facies conglomeráticas marcarían una cierta procedencia de los aportes.

2.2.4.2. Fm. Las Salinas, en la Hoja de Vicente Noble

Hacia el suroeste, la Fm. La Salina ocupa una pequeña y muy deformada franja. Esta formación está afectada por una serie de pliegues estrechos asociados a las fallas inversas del “pop-up” constituido por el anticlinorio de la Sierra Martín García, es potente con alrededor de 1200 m y está formada por dos unidades distintas.

La bioestratigrafía de la Fm. La Salina se ha establecido por los ostrácodos y su edad data del plio-pleistoceno (McLaughlin et al. 1991, (Fig. 10).

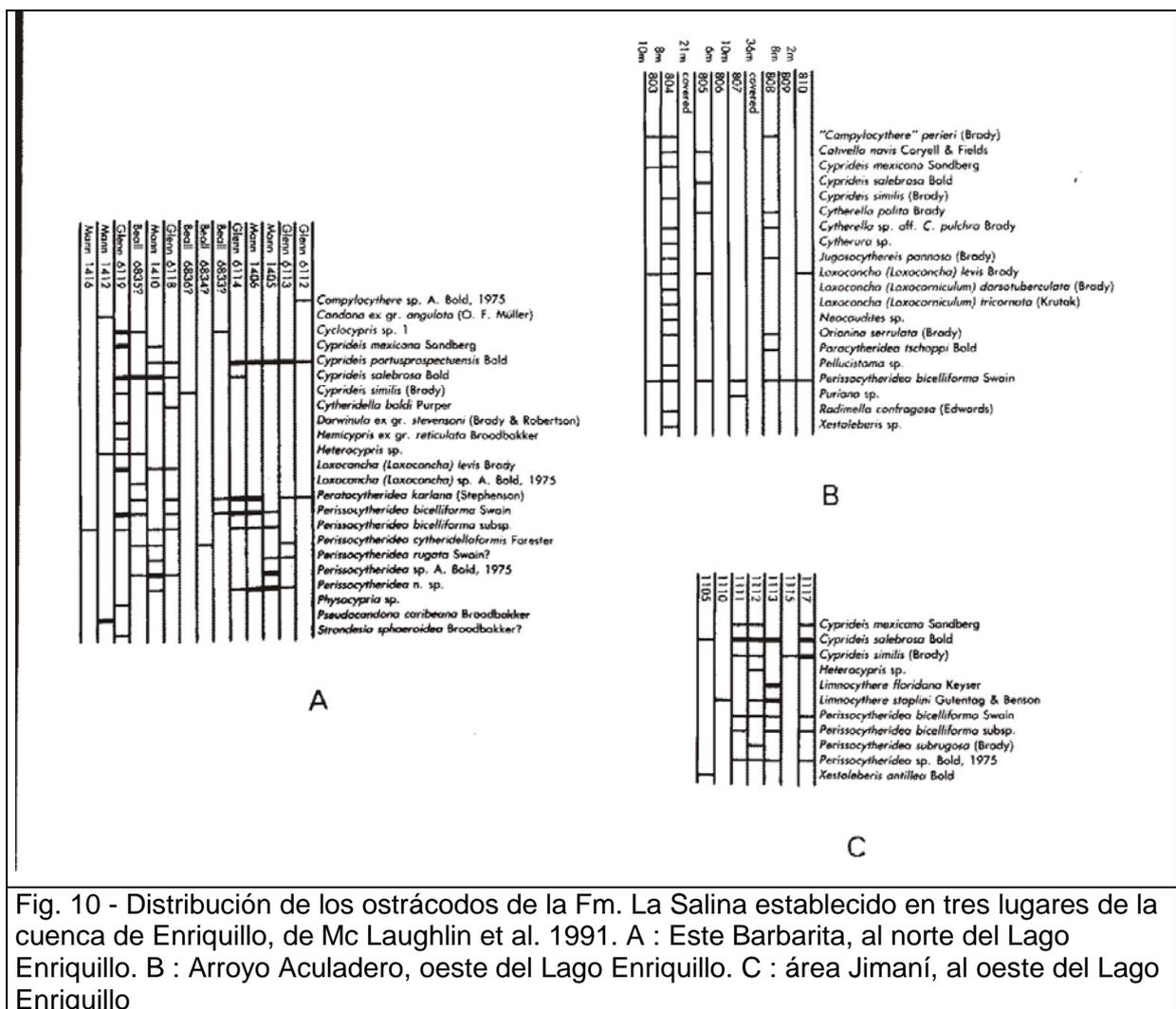


Fig. 10 - Distribución de los ostrácodos de la Fm. La Salina establecido en tres lugares de la cuenca de Enriquillo, de Mc Laughlin et al. 1991. A : Este Barbarita, al norte del Lago Enriquillo. B : Arroyo Aculadero, oeste del Lago Enriquillo. C : área Jimaní, al oeste del Lago Enriquillo

En la cuenca Enriquillo, esta formación muestra la especie *Radimella confragosa* que es conocida aproximadamente en la parte superior de la cronozona de Globorotalia humerosa (N17 superior), hasta el Holoceno. Ella contiene también *Cyprideis subquadraregularis* en su

parte inferior. Esta especie se sitúa aproximadamente en la sub-cronozona de *Globorotalia margaritae evoluta* (N19).

Los depósitos de la Fm. La Salina están marcados por tasas de salinidad muy variables que van desde salinidad muy elevada hasta aguas dulces (Bold, 1975).

2.2.4.2.1. Fm. La Salina (parte inferior). (10) Yeso, margas. Plioceno superior (N_2^3)

La parte inferior de la Fm. La Salina que aflora al norte del conjunto, está representada por 700 m de areniscas bioturbadas, en pequeños bancos decimétricos (foto 11). Alternan con areniscas margosas (foto 12) además de areniscas verdes más masivas.

2.2.4.2.2. Fm. La Salina (parte superior) (11) Areniscas, margas, areniscas verdes y conglomerado. Plioceno superior (N_2^3)

La cima de la Fm. La Salina está ocupada por 500 m de serie constituida por cinco lechos principales de yeso recristalizado (foto 13 del Album de fotos), turnándose con margas beigeas. Arenas y micro conglomerados alternan con arcillas arenosas. Los bancos de yeso pueden sobrepasar los diez metros de espesor y se explotan en canteras.

2.2.4.3. Travertino de Canoa (12) Plioceno superior – Cuaternario (N_2^3 -Q)

Se desconoce la edad precisa de los travertinos de Canoa. Existe una discordancia entre ellos y la Fm. Sombrerito del domo de Canoa. Los travertinos (foto 14 del Album de fotos) constituyen un lecho de una decena de m de espesor en los cuales se abren varias canteras de piedras ornamentales. Presentan finas laminaciones blancas o beigeas y numerosas cavidades geódicas tapizadas de minerales drúsicos.

Las cavidades terminales se rellenan algunas veces por sílice amorfa de tipo ópalo y calcedonia, coloreada por óxidos de hierro. La base de la formación está marcada por un conglomerado poligénico (foto 15 del Album de fotos). La formación se caracteriza por elementos volcánicos, magmáticos y volcano-sedimentarios. Esta formación continental tiene relación con la paleo superficie que está en la base de la Fm. Arroyo Seco y probablemente con los karsts de las sierras de Bahoruco y de Neiba.

2.2.4.4. Fm. Arroyo Seco (14) Conglomerados con cantos de calizas dominantes y arcillas continentales Plioceno superior – Cuaternario (N_2^3 -Q)

Se reconocieron conglomerados continentales en la Fm. Arroyo Seco en diversas partes de las cuencas de Azua (McLaughlan et al. 1991) y Enriquillo. En el caso de Azua se encuentran interestratificados en la parte superior de la Fm. Arroyo Blanco, próximo a la Sierra de Neiba. En cuanto a la cuenca de Enriquillo, son discordantes en la Fm. Sombrerito y Jimaní. Se encuentran en posición sintectónica en relación con el plegamiento asociado a las cabalgaduras de la sierra de Bahoruco.

Sobre la Hoja de Vicente Noble una potente serie arcillo-conglomerático (160 m) cubre su parte noroeste y sella el sinclinal este-oeste de la Fm. Arroyo Blanco. Actualmente se encuentra en erosión y alimenta una serie de conos de deyección de la actual cuenca de Enriquillo. Estas formaciones son cortadas por fallas sobre las cuales se apoyan diversos basculamientos.

En la Loma El Barrero, la base de esta formación está constituida por una serie de margas grises, discordantes en la Fm. Arroyo Blanco. Más arriba, 55 m de conglomerados groseros alternan con arcillas margosas rosadas. Algunos bancos de conglomerados presentan una matriz de margas negras. Encima de esta capa hay 75 m de alternancia arcillo-conglomerática con intercalaciones de margas blancas. La serie termina en un potente banco de conglomerado macizo de 15 m de espesor.

Los conglomerados de esta formación contienen esencialmente cantos rodados de calizas blancas. La presencia de sílex muestra una procedencia local de la Fm. Neiba. A veces los conglomerados son lenticulares y canalizados. La serie está poco litificada globalmente, con excepción de algunos raros lentejones margo-calizos.

Esta serie sintectónica tiene grabadas las etapas de la erosión del substrato pre-tectónico. Comienza por la erosión de las formaciones marinas margosas y oscuras de la Fm. Arroyo Blanco. Seguidamente se encuentra una formación intermedia que se añade a los precedentes de los términos continentales. El testimonio de lo anterior son los conglomerados con elementos de calizas de la serie de Neiba y con matriz arcillo-margosa de la Fm. Arroyo Seco.

Continúa por la erosión de las formaciones alteríticas de las calizas de la Sierra de Neiba que produce arcillas rosadas y conglomerados de calizas. La parte superior del lecho ha registrado exclusivamente la erosión de las calizas de Neiba.

2.3. Cuaternario

2.3.1. Formaciones del Lago Enriquillo (13) Arrecifes, canales arrecifales, margas, arenas arcillosas, arena eólica. Cuaternario (Q)

Los sedimentos del Lago Enriquillo, parcialmente desecado, afloran en el límite oeste de la Hoja. Se han depositado encima de las formaciones marinas y evaporíticas de La Salina y Angostura (Mann et al. 1999). La estratigrafía superficial de la cuenca de Enriquillo es particularmente visible sobre la Hoja vecina de Neiba. Sin embargo, aflora también en la Hoja de Vicente Noble en los canales de irrigación y en los antiguos cursos del río Yaque del Sur.

En la superficie, son arenas muy finas (foto 17 del Album de fotos), en los que el modo de acumulación puede deducirse de las actuales zonas de deflación que se extienden a todo lo largo de la Hoja de Neiba. Pueden alcanzar cinco m de espesor y están entrecortadas por canales de micro conglomerados y fosilíferos, que se depositan durante los períodos de lluvia. Este régimen de depósito es el actual régimen de relleno de la cuenca a cielo abierto.

Hacia la parte baja, estas arenas se cargan progresivamente de arcilla. Bajando, se pasa a una serie arcillo-margosa lagunar de alrededor de cinco m de espesor, marcada por un nivel bioclástico, con pequeñas conchas de medio limitado y con bivalvas en posición de vida vertical y regularmente espaciadas.

Debajo de estas arcillas, se alcanza una formación de arrecife representada por canales interarrecifales y políperos en posición de vida. Esto testimonia las últimas incursiones marinas del Holoceno (Taylor et al, 1985). Esta formación sólo aflora en el fondo de los grandes canales del paleo-curso del río Yaque del Sur.

2.3.2. Conos de deyección antiguos y erosionados (15) Cuaternario (Q)

Los antiguos conos de deyección se sitúan sólo en dos zonas. Se encuentran en la parte noroeste de la Hoja, al pie de la Loma del Barrero. Proviene de la erosión de este macizo. También se encuentran en la parte sur de la Hoja, bajo los conos activos al pie de la Sierra Martín García.

Se identifican por la pérdida de su zona de alimentación por la erosión parcial por la red hidrográfica activa por la fuerte litificación del conglomerado (foto 16 del Album de fotos) y por la formación de un cemento carbonatado, localmente, de las calizas macivas.

2.3.3. Coluviones y glaciares antiguos o erosionados (16) Cuaternario (Q)

Al pie de los relieves se han depositado coluviones y glaciares antiguos, al igual que en el fondo de los viejos valles. Asimismo, caracterizan la parte suroeste de la Loma El Barrero y el perímetro del domo de Canoa. Vuelven a presentarse entre la Sierra la Pelada y la de Martín García donde caracterizan una anterior morfología, actualmente en curso de erosión.

Están constituidos por conglomerados blancos, mal clasificados con matriz arcillo margosa gris, rosada o anaranjada. Las gravas calizas que los forman son generalmente calizas con sílex de la Sierra de Neiba lo que atestigua su edad, anterior a la colocación por captura del río Yaque del Sur que drena principalmente elementos del zócalo cretácico.

2.3.4. Conos de deyección activos (17) Cuaternario (Q)

Los conos de deyección activos subrayan la geometría de los movimientos tectónicos actuales. Se sitúan en el ángulo noroeste de la Hoja y atestiguan el movimiento de levantamiento de la Sierra de Neiba. Se observan también de una y otra parte de la Sierra Martín García. Este macizo está igualmente en levantamiento, por efecto del "pop-up", sobre el haz de fallas desgarrantes del Lago Enriquillo.

Son conos de dimensión kilométrica y están formados por conglomerados de elementos calizos, generalmente bien redondeados, por arenas y, en menor medida, por limos. Están constituidos por un gran y único lóbulo o por varios pequeños organizados alrededor de una

misma zona de alimentación. Las facies próximas están formadas por bloques, en ocasiones métricos, con una matriz casi inexistente. Las intermedias por cantos rodados decimétricos o más pequeños y de una matriz arcillo-margosa. Las facies distantes, arcillo-arenosas se confunden con los sedimentos de nivel de inundación.

2.3.5. Aluviones actuales de los ríos. (18) Arenas, limos y conglomerados. Cuaternario (Q)

La red hidrográfica actual está enmarcada por elementos en tránsito. Se trata de limos, arenas, gravas y conglomerados que transportan elementos diferentes, de acuerdo con la zona de alimentación.

2.3.6. Formaciones deltáicas del río Yaque del Sur (19) Arenas, limos, arcillas y conglomerados Cuaternario (Q)

Más allá del pueblo de La Caída, el río Yaque del Sur ha desarrollado un gran delta que alcanza una decena de km de longitud y separa la cuenca de Enriquillo del mar. En la costa noroeste presenta grandes lóbulos como testimonio del depósito, en ciertos períodos, del río Yaque del Sur en el lago Enriquillo. Hacia el sur, la fusión de las diferentes unidades forman un cuerpo sedimentario que se extiende hasta el mar, compuesto por limos, arenas y canales conglomeráticos y recortado por varios antiguos cursos del río.

2.3.7. Formaciones del río Yaque del Sur: terrazas altas (20) Conglomerados y arenas. Cuaternario (Q)

Las terrazas altas del río Yaque del Sur se sitúan en la ladera derecha sobre las pendientes del macizo hasta una altitud de 200 m. Corresponden a un nivel basculado de conglomerados poligénicos que constituyen los primeros depósitos del río Yaque. Están formadas por conglomerados, arenas, gravas y limos cuya composición refleja la de los terrenos de zócalo cretáceo, atravesado río arriba del río Yaque. Fuertemente erosionadas, sus productos alimentan los aluviones de la red hidrográfica actual.

2.3.8. Formaciones del río Yaque del Sur: terrazas intermedias (21) Conglomerados y arenas. Cuaternario (Q)

Las terrazas intermedias del río Yaque del Sur, están ubicadas principalmente en la orilla derecha, asimismo se han conservado en colinas testigos en el lecho actual del río destacando la evolución de los paleo-meandros.

Se han desarrollado, de forma particular, río abajo, cerca del delta del río en la cuenca de Enriquillo. Están compuestas por gravas decimétricas o más pequeñas, de arenas groseras y de arcillas. En general poco potentes, constituyen placas de algunos m en la cima de las colinas testigos.

2.3.9. Formaciones del río Yaque del Sur: terrazas bajas (22) Conglomerados y arenas. Cuaternario (Q)

Las terrazas bajas del río Yaque del Sur bordean el lecho mayor del curso actual y son, a menudo, la orilla convexa de los paleo-meandros, integrándose en la continuidad de los sistemas de bancos de meandros del curso actual.

Con frecuencia están pegadas a las terrazas intermediarias erosionadas por los paleo-meandros y representan las zonas de cultivos y las partes ocupadas por los pueblos.

2.3.10. Fm. del río Yaque del Sur: (23) Fondo de valle y llanura de inundación Cuaternario (Q)

El río Yaque del Sur aporta los aluviones de la Cordillera Central, al transportar elementos de zócalo, granitos, gneis, pizarras, basaltos y otras rocas volcánicas que dan un color oscuro y policromo a sus sedimentos (foto 18 del Album de fotos). Son fácilmente identificables en relación con las formaciones más autóctonas de los conos aluviales y las terrazas cuya alimentación está constituida por las calizas blancas a cherts de la Fm. Neiba o Sombrerito.

En la parte superior del río, subiendo hacia Vicente Noble, los sedimentos están estructurados por bancos de meandros de dimensión kilométrica controlando la topografía

actual. Subrayan el desplazamiento lateral de los paleo-meandros que han barrido sucesivamente la totalidad de la llanura de inundación.

2.3.11. Formaciones del río Yaque del Sur: cauces y meandros abandonados (24) Lutitas y arenas. Cuaternario (Q)

En la parte deltáica los sedimentos del río Yaque, los cursos antiguos y los meandros abandonados, delimitan depresiones rectilíneas que solamente pueden determinarse en fotos aéreas. Su evolución tardía en las zonas de inundación ha producido un relleno superficial de arcillas y de limos, sobre arenas y conglomerados más antiguos. Constituyen generalmente zonas de cultivos irrigadas de la llanura de Tamayo y de Vicente Noble así como zonas inundadas tras las crecidas importantes del río.

2.3.12. Fondos de valles (25) Gravas y arenas Cuaternario (Q)

El lecho actual del río está constituido por limos, arenas y conglomerados en tránsito que son un muestrario de las formaciones del interior del país, con granitos, gneis, calizas y los elementos vulcano sedimentarios de las formaciones antiguas.

3. TECTONICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la Hoja de Vicente Noble y su evolución tectónica. Como preámbulo, se hace una exposición del contexto geodinámico de la isla de La Española, en cuya parte centro-meridional se encuentra ubicada esta Hoja, y del marco geológico estructural de la zona de estudio. A continuación se describe la estructura de la Hoja de Vicente Noble y posteriormente se discute esta estructura en el contexto de la Cuenca de Enriquillo y las sierras limítrofes, presentando una propuesta de evolución tectónica para el conjunto de la región.

3.1. Introducción. 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. 11 y Fig. 12). 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.13). 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 forman el cuerpo fundamental de este capítulo.

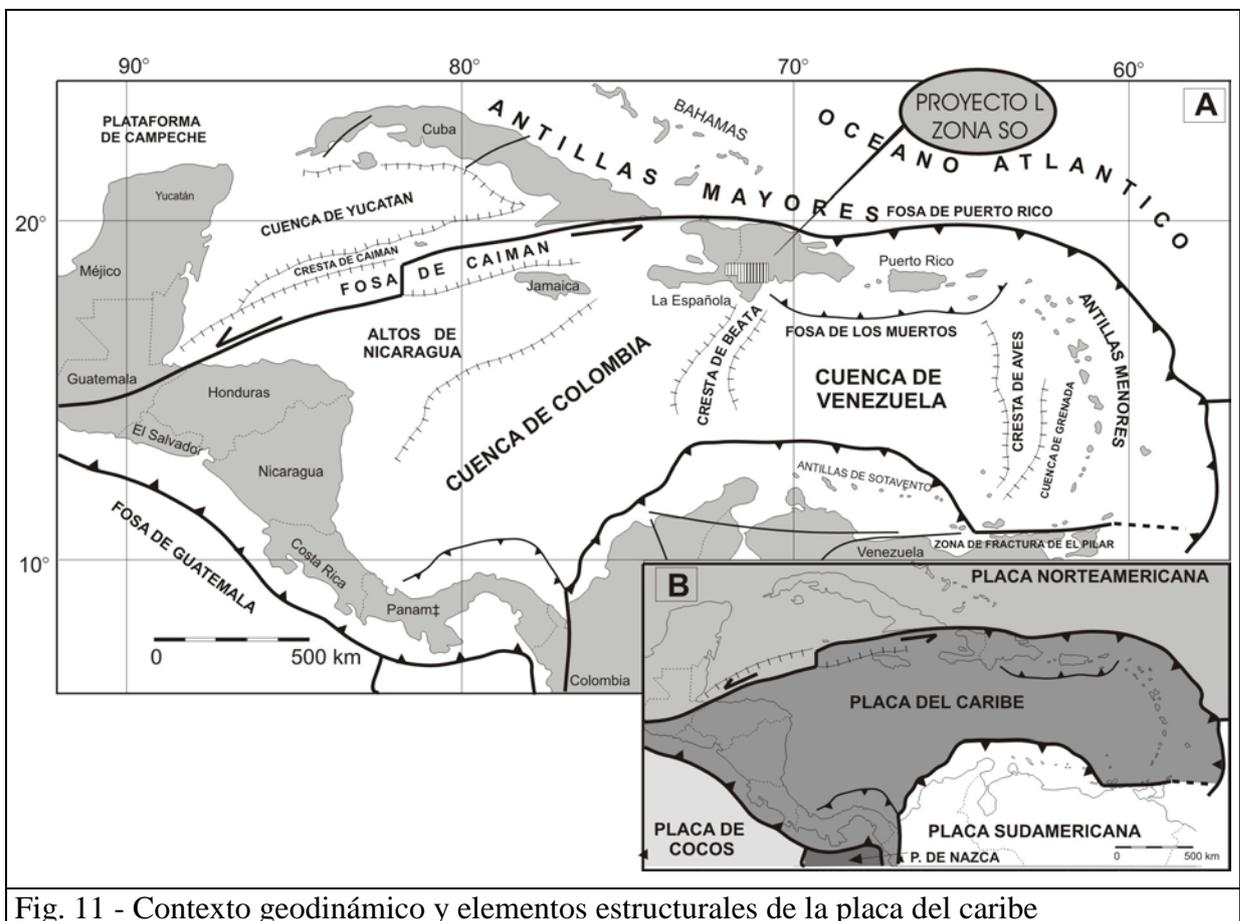


Fig. 11 - Contexto geodinámico y elementos estructurales de la placa del caribe

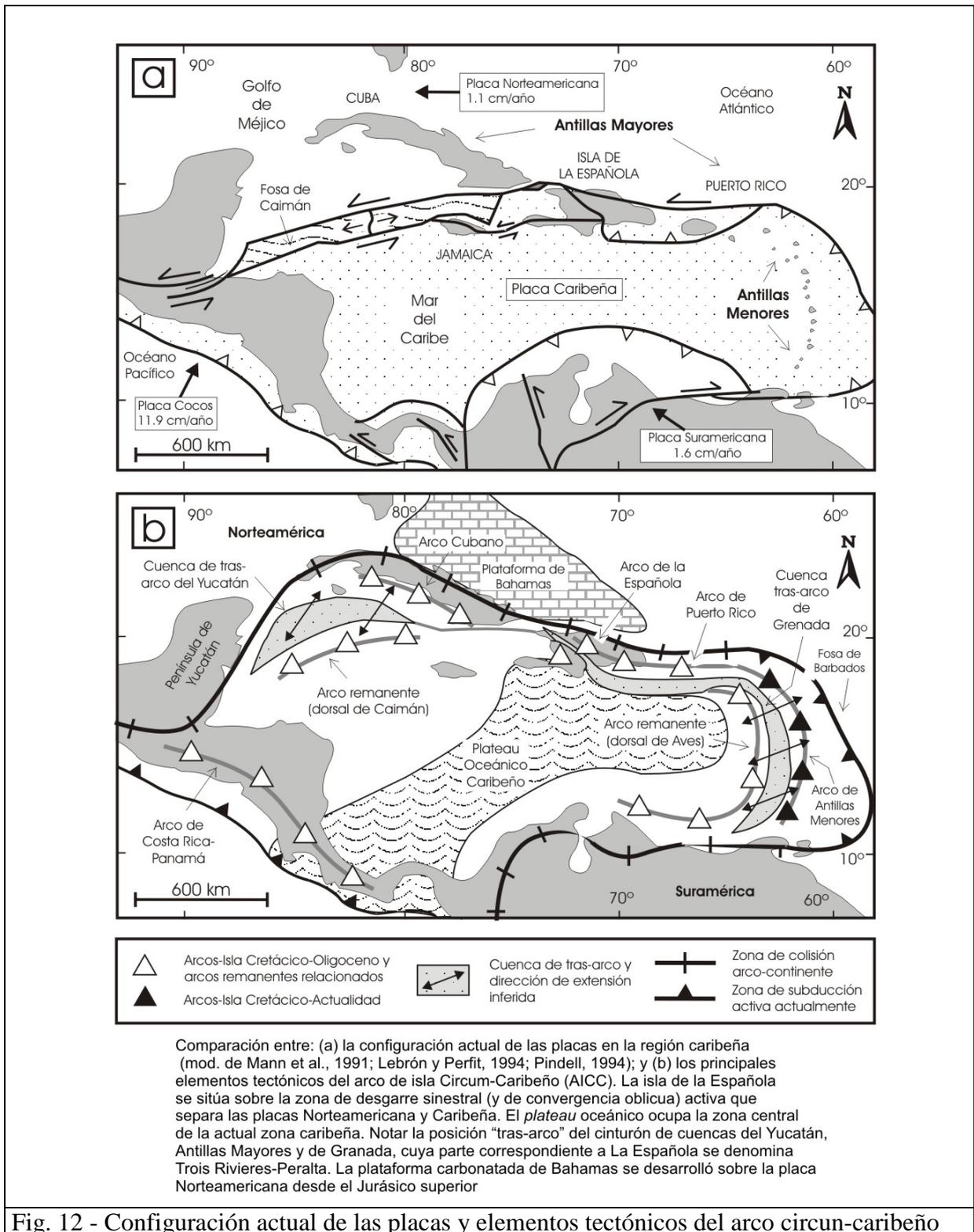


Fig. 12 - Configuración actual de las placas y elementos tectónicos del arco circun-caribeño

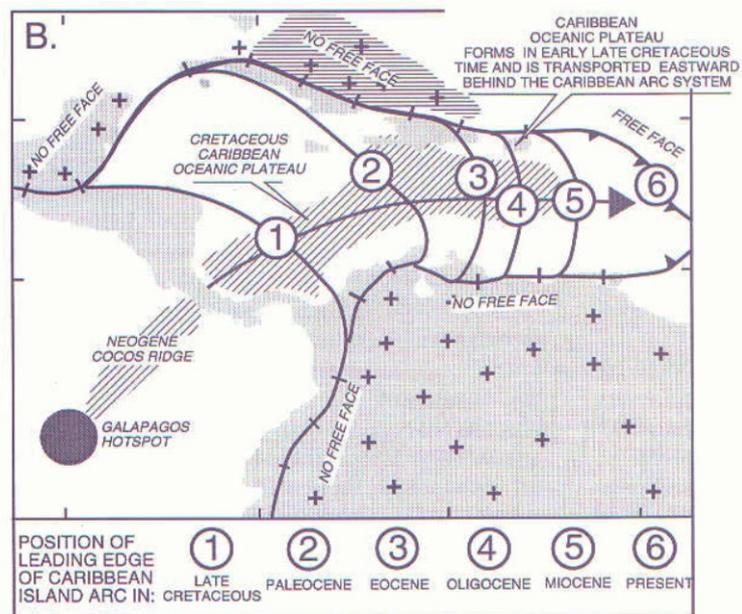


Fig.13 - Esquema del origen y evolución de la placa del Caribe, tomado de Mann *et al.* 1999. El *plateau* oceánico del Caribe se forma por el movimiento de deriva hacia el este de una corteza oceánica “normal” que, desde el Pacífico oriental, pasa por encima del punto caliente (*hot spot*) de las Galápagos 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*).

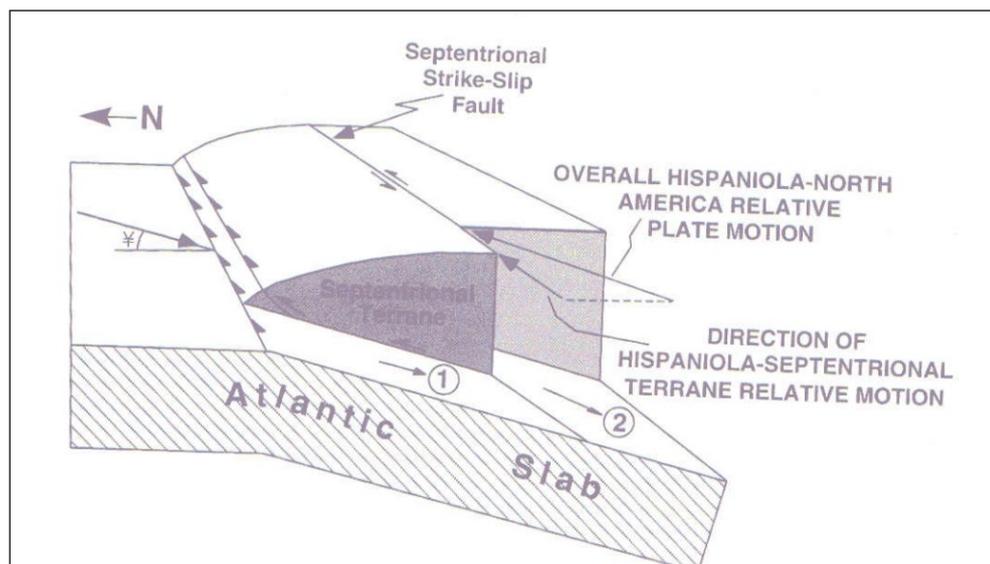


Fig. 14 - Bloque diagrama propuesto en Dolan y Mann (1998: relaciones de movimiento de desgarres sinestrales y cabalgamientos dentro de un contexto de convergencia oblicua distribuida en el límite septentrional de la placa Caribeña.

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una micro placa, 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 sinistro 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 Barohuco)

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 sinistros, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan et al., 1998) (Fig. 3.1.4). 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 simultanea con las anteriores, pero que sobre todo ha incidido en su evolución más reciente.

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 del Noroeste-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 200 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.

3.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio

En la Fig. 15 y Fig. 16 (ver capítulo 1) 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).

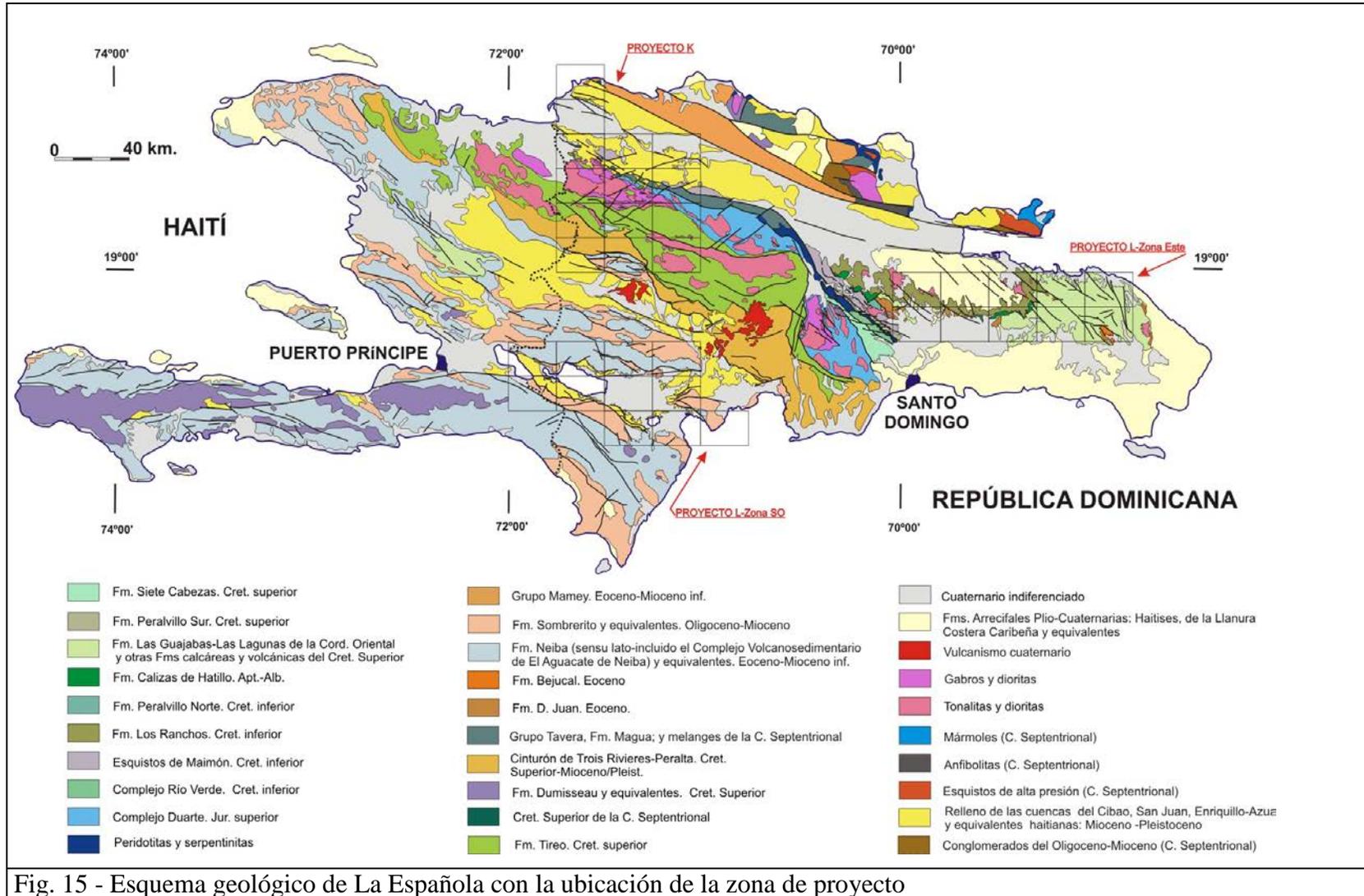
El contacto entre estas dos unidades se resuelve mediante un cabalgamiento de la primera sobre la segunda, aunque ha podido ser modificado por fallas con movimiento en dirección (Fig. 16): falla de San José-Restauración (Mann et al., 1991 b). No obstante, en algunos puntos se ha podido comprobar el contacto 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 Rivieres-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 sureste 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.



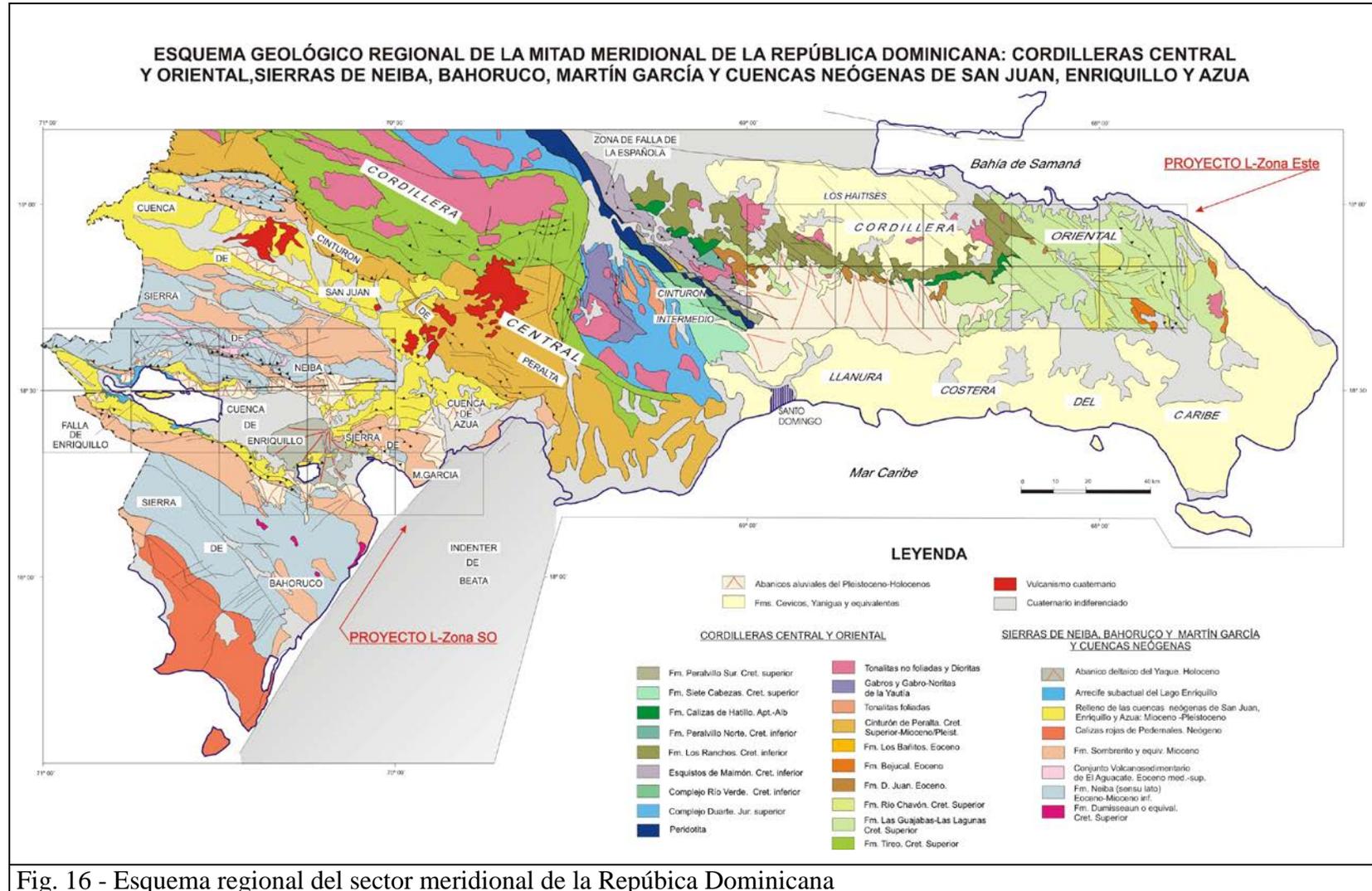


Fig. 16 - Esquema regional del sector meridional de la República Dominicana

3.3. La estructura de la zona de estudio

3.3.1. La estructura de la Sierra de Martín García

La sierra de Martín García aflora en el sector más oriental de la zona de estudio como un dominio individualizado de los anteriores y con una posición intermedia entre ambos, a la vez que delimita por el sur el tránsito entre las Cuencas de Enriquillo y Azua. La estructura de este dominio se caracteriza por tres aspectos fundamentales (Fig. 2.2.1 y 3.3.1): a) una geometría de gran anticlinal o anticlinorio con doble vergencia y, de hecho, cabalgante hacia las cuencas limítrofes; b) un acentuado giro en planta de su eje anticlinal principal que cambia desde una orientación NO-SE en el extremo oriental de la sierra, a una orientación E-O o ENE-OSO en el extremo occidental; y c) una acusada inmersión de su eje hacia el oeste.

La sierra está constituida casi enteramente por la Fm. Sombrerito, que está representada mayoritariamente por sus facies margo calizas características de los sectores más septentrionales de la zona de estudio, si bien en su vertiente meridional también hay afloramientos de facies enteramente calcáreas, del tipo calizas de Barahona, más propias de la sierra de Bahoruco. En la vertiente meridional llega a aflorar la Fm. Neiba superior a favor del cabalgamiento que delimita la sierra por el sur. Este cabalgamiento superpone a esta formación y a la Fm. Sombrerito sobre la Fm. Arroyo Blanco-La Salina con un salto en vertical que se estima en torno a los 3.000 m (Fig. 3.3.1). Su trazado, relativamente rectilíneo, especialmente a lo largo de la costa, permite interpretarlo como un cabalgamiento de alto ángulo vergente al sur que posiblemente esté retocado o coincida en parte, con una de las fallas dextrales de dirección NO-SE que atraviesan la sierra.

En la vertiente norte, sin embargo, el tránsito hacia la Cuenca de Enriquillo es más gradual y se articula por medio de varios cabalgamientos de trazado más curvo y por tanto algo más tendidos que afectan, con sucesivos saltos de menor cuantía, internamente a la Fm. Sombrerito y al contacto entre ésta y su miembro superior Gajo Largo (Fig. 3.3.1). Lateralmente, hacia el este, fuera de la zona de estudio, este último cabalgamiento tiene un salto mayor y superpone la Fm. Sombrerito sobre la Fm. Trinchera. A partir de este cabalgamiento hacia el norte, la estructura de la Cuenca de Enriquillo corresponde

básicamente a un sinclinal en cuyo flanco meridional afloran, con relativa continuidad estratigráfica, las series que constituyen la parte baja y media del relleno (Fms. Trinchera a Arroyo Blanco). Este flanco, no obstante, presenta una cierta complicación en la estructura anticlinal de Quita Coraza, que en la presente cartografía se ha asociado a un cabalgamiento con vergencia sur (Fig. 2.2.1 y 3.3.1). El flanco septentrional del sinclinal, acaba bruscamente contra el frente meridional de la sierra de Neiba que a su vez, como se ha comentado anteriormente, parece estar definido o coincidir con la terminación oriental de la falla de Enriquillo. Este sinclinal se conoce con el nombre de Los Güiros y ha sido bien descrito en trabajos previos (Mann et al., 1991 c; 1999); tiene un plano axial subvertical o ligeramente vergente tanto al norte como al sur, una traza con alabeos en planta, dentro de una orientación general E-O, y presenta una notable continuidad desde sectores más orientales de la Cuenca de Azua. A la vista de la cartografía realizada en el presente proyecto e incluso de la cartografía de determinados horizontes en el subsuelo de la cuenca (Fig. 2.2.1), resulta sugerente pensar en la posible continuidad de esta estructura hacia en NO con el sinclinal de Apolinar Perdomo.

Otra de las características de la sierra de Martín García es su rápida desaparición hacia el oeste como consecuencia de la inmersión y hundimiento de su eje bajo los depósitos de la cuenca. El mar impide saber si este mismo efecto ocurre en el otro extremo, pero la tendencia al estrechamiento de la sierra también en esta dirección indica que así pudiera ser. En definitiva, esta característica y las anteriores, permiten considerar a la sierra de Martín García como una reproducción, a mayor escala, de las estructuras descritas en la sierra de Neiba, es decir, anticlinales con doble inmersión de sus ejes y planos axiales subverticales o con vergencias poco acusadas e incluso cambiantes, limitados por cabalgamientos de alto ángulo.

3.3.2. 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. 5, para el techo de la Fm. Sombrerito, simplificada del citado informe de Norconsult y en la Fig. 3.3.3, 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. 3.3.4). 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. 3.3.1).

3.4. Características tectónicas de la Hoja de Vicente Noble Introducción

La complejidad estructural de la Hoja de Vicente Noble es el resultado de la actividad tectónica de una zona transpresiva globalmente sinistra del complejo de colisión del Caribe (Dolan and Mann, 1998). Esta Hoja puede dividirse en tres unidades estructurales constituidas por formaciones sedimentarias y estratigráficas distintas, separadas por accidentes mayores de escala crustal. La tectónica, de naturaleza transpresiva, se destaca por una actividad sísmica importante (Calais et al. 1998, Mann et al 2002). Ella indujo la formación de una red de desniveles de desgarres anastomosados.

El importante contraste reológico de los depósitos sedimentarios inició la deformación por una organización en rampas y desprendimientos (Heubeck and Mann 1991). En los estadios más evolucionados, los anticlinales de rampa se aislaron por "short-cut" que fueron el origen de diversas estructuras en "pop-up". Las cuencas sedimentarias, abiertas por un mecanismo de pull-apart, vuelven a cerrarse tardíamente, bajo los efectos transpresivos de las fallas regionales.

El aspecto transpresivo de la deformación está marcado por la inmersión de los ejes de un pliegue de arrastre. La alineación de las "gouges" de fallas en los accidentes mayores y la inclinación de los pliegues de arrastre, que presentan flanco-largo, flanco-corto, indican el sentido de los movimientos.

La tectónica de la parte noroeste de la Hoja está marcada con mayor particularidad por esta tectónica de rampa y desprendimiento. La topografía actual recorta esta lógica de forma oblicua. Las rampas aparecen también en la parte este de la Hoja cuando los desprendimientos se sitúan en su prolongación oeste inmediata.

3.4.1. Unidades estructurales

La Hoja de Vicente Noble esta constituida por tres unidades estructurales principales que representan tres estadios sucesivos de su compleja evolución geológica que va desde las antiguas cuencas de Enriquillo y Azua hasta el actual Lago de Enriquillo.

3.4.1.1. La unidad noreste

Hacia el noreste una serie de pliegues que datan del mioceno superior al plioceno, representa una antigua rama de la cuenca de Enriquillo. Esta cuenca con orientación este-oeste, asegura la relación entre las cuencas NO-SE de Enriquillo y Azua. Actualmente está tectónicamente cerrada. Su relleno está representado por un sinclinal y dos anticlinales mayores. El sinclinal, de eje este-oeste, afecta la Fm. Arroyo Blanco y la serie monoclinas de la Fm. Quita Coraza. A su vez, los anticlinales de Quita Coraza y de la Loma Pelada afectan las formaciones Trinchera y la parte superior de la Fm. Sombrerito.

3.4.1.2. La unidad sureste

El sureste de la Hoja está ocupado por el anticlinal de la Sierra Martín García estructurado en "*pop-up*". Las formaciones del Mioceno se prolongan hacia el este en la Hoja de Pueblo Viejo, sobre las formaciones del Eoceno. La inmersión del eje anticlinal sucede hacia el oeste y termina en el domo de Canoa. Este domo, de geometría compleja, está recortado por una serie de fallas en dirección NO-SE y está separado del resto del anticlinal de la Sierra Martín García por una importante deformación ("*ensellement*") y por una probable falla enmascarada por los sedimentos cuaternarios.

3.4.1.3. La unidad suroeste

El tercio suroeste de la Hoja lo ocupa la actual cuenca del Lago Enriquillo cuyas formaciones marinas y lacustres van del Plioceno hasta el presente. Estas formaciones se prolongan hasta el sur sobre la Hoja Barahona y hacia el oeste sobre la Hoja de Neiba. El relleno de esta cuenca, de eje NO-SE, lo forman dos ciclos tectono-sedimentarios diferentes. El primero termina en la Fm. Las Salinas, plegada y vertical o en flanco inverso en los bordes. Esta formación subraya una geometría en "pliegue en petaca" característica de una cuenca

sobre desniveles. El segundo ciclo está representado por formaciones arrecifales (Taylor et al. 1985), lagunares y eólicos, discordantes de las precedentes. Se termina por los sedimentos actualmente en vías de depósito.

3.4.2. Las fallas

3.4.2.1. Las fallas mayores

Las unidades estructurales, ya definidas, están separadas por accidentes mayores que son principalmente despegues (foto 19 del Album de fotos), desniveles compresivos o cabalgaduras de desgarre. La unidad noreste está separada al norte de la serie eocena plegada de la Sierra de Neiba, por la falla activa de Enriquillo, que es una falla con un desnivel E-O sinistro que afecta las formaciones cuaternarias de las Hojas Vicente Noble y Villarpando al norte de la Hoja Vicente Noble. La unidad sureste se encuentra limitada al norte por un accidente vertical. Esta falla está comprobada como una importante zona deformada con estratificación vertical. La unidad de la Sierra Martín García está limitada, al sur, por la falla que bordea la cuenca de Enriquillo que aquí es un decro-cabalgamiento con dextro.

Las fallas principales, de importancia regional, se conjugan en dos direcciones: ENE-OSO y ESE-ONO. La dirección ESE-ONO caracteriza las fallas de la zona de Canoa que constituyen el borde de la cuenca actual del Lago Enriquillo y son cabalgamientos diestros. La dirección ENE-OSO se expresa en una zona extensamente expuesta en las formaciones Gajo Largo y Trinchera que continúa desde Vicente Noble hasta la Loma la Pelada. Este corredor está inclinado hacia la izquierda y desarrolla estructuras en "flor positivas".

3.4.2.2. Las micro-fallas

Se constata la ausencia de micro-fallas, normales o inversas, sinsedimentarias en los afloramientos del flysch, independientes de la red de fallas mayores. Con esta observación existe una tendencia a mostrar que el estado de tensión contemporáneo del depósito no es ni compresivo ni distensivo. Durante el depósito, se trataba quizás de fallas verticales como en el actual funcionamiento de la bahía de Samaná (Dolan and Mann, 1998). Las micro-

fallas son, en general, resultado de una red de fallas mayores que subrayan los mecanismos de cabalgamiento o de despegue (foto 20 del Album de fotos).

3.4.3. Los Pliegues

3.4.3.1. Los pliegues mayores

Los pliegues mayores son cinco, dos sinclinales y tres anticlinales. Los de Quita Coraza y Sierra Pelada son anticlinales de rampa y están limitados en la base por cabalgamientos que se prolongan lateralmente por fallas paralelas a la estratificación (despegues). El anticlinal de la Sierra de Martín García es probablemente un “pop-up” que, por la naturaleza de las fallas costeras, no ha sido claramente identificado. Finaliza en el suroeste por el domo de Canoa.

Esta compleja y última estructura es el resultado de la interferencia entre dos sucesos tectónicos. El primero, la formación del anticlinal de la Sierra Martín García y el segundo el cabalgamiento costero de la cuenca de Enriquillo. El sinclinal de esta cuenca, cuyas orillas presentan localmente un buzamiento inverso es un “pliegue en petaca”. En Los Güiros el sinclinal es un pliegue en chevrón con eje este-oeste en su parte noreste. En su parte suroeste retrocede en dirección NO-SE probablemente por el funcionamiento tardío de las fallas costeras de la cuenca de Enriquillo.

3.4.3.2. Los micro pliegues

Estos son generalmente pliegues de arrastre a lo largo de las fallas principales (foto 21) o de los ganchos de fallas vecinas de grandes despegues (foto 22 del Album de fotos). A menudo disimétricos, el sentido de su inclinación indica la naturaleza de las fallas principales. Los hundimientos afectan la serie de los flyschs y producen pliegues disarmónicos.

3.4.4. 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 figura 3.3.7 se han superpuesto los contactos geológicos y las estructuras extraídas del esquema geológico regional de la zona (Fig. 5), 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.

3.4.4.1. 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 formación 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

3.4.4.2. 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 forman 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.

3.4.5. 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. 21 presenta un mapa estructural integrado, procedente de las diferentes Hojas del proyecto y la Fig. 17 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. 17(ver también Fig. 18) 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. 18) 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 Villarpando (cortes D-D', Fig. 17; y IX-IX', Fig. 18),. Una línea sísmica con buena resolución, realizada para la exploración petrolífera de la Cuenca de San Juan (Fig. 20; Nemeč 1980) resulta

definitoria 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 acuñamiento 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.

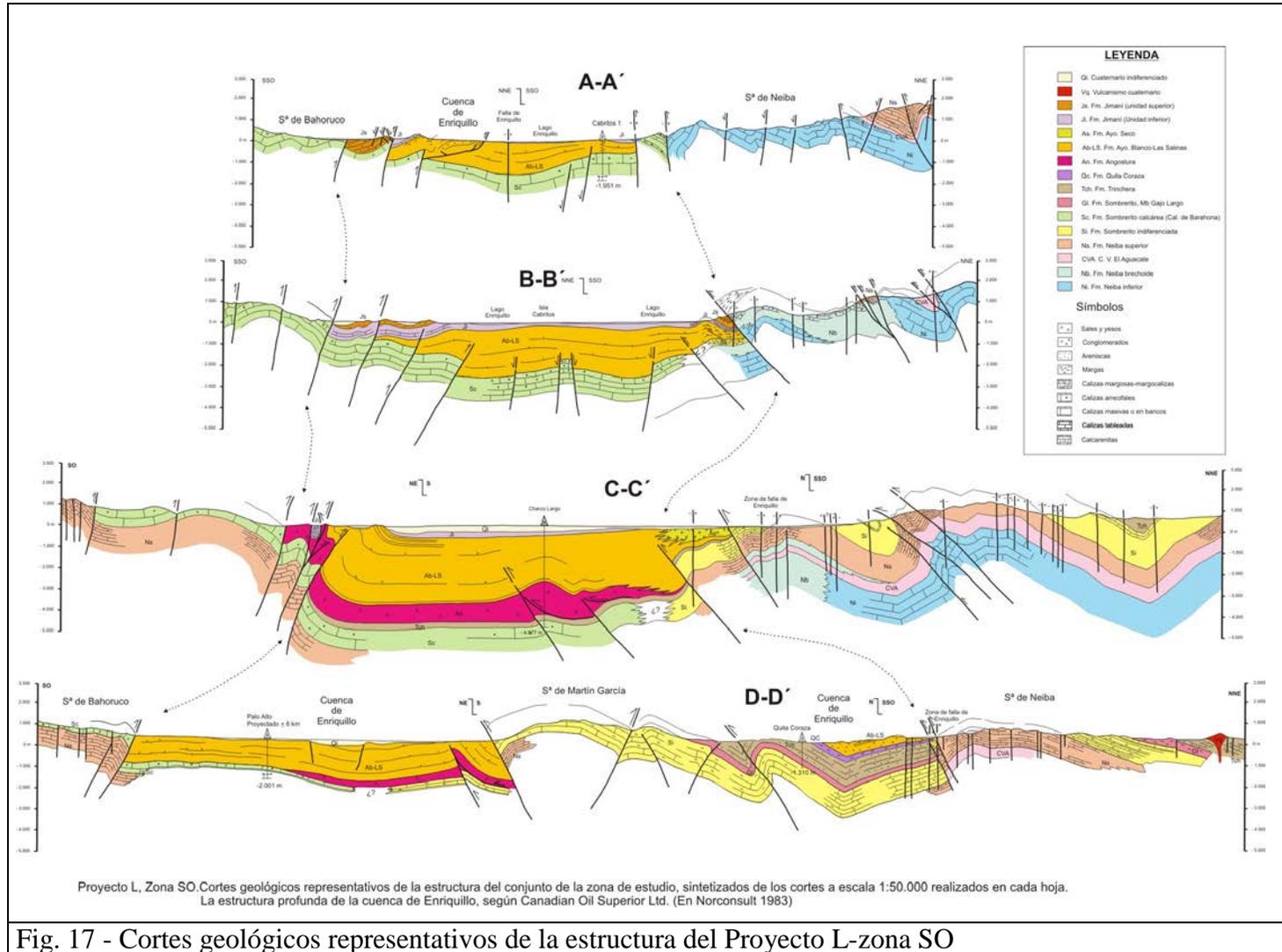


Fig. 17 - Cortes geológicos representativos de la estructura del Proyecto L-zona SO

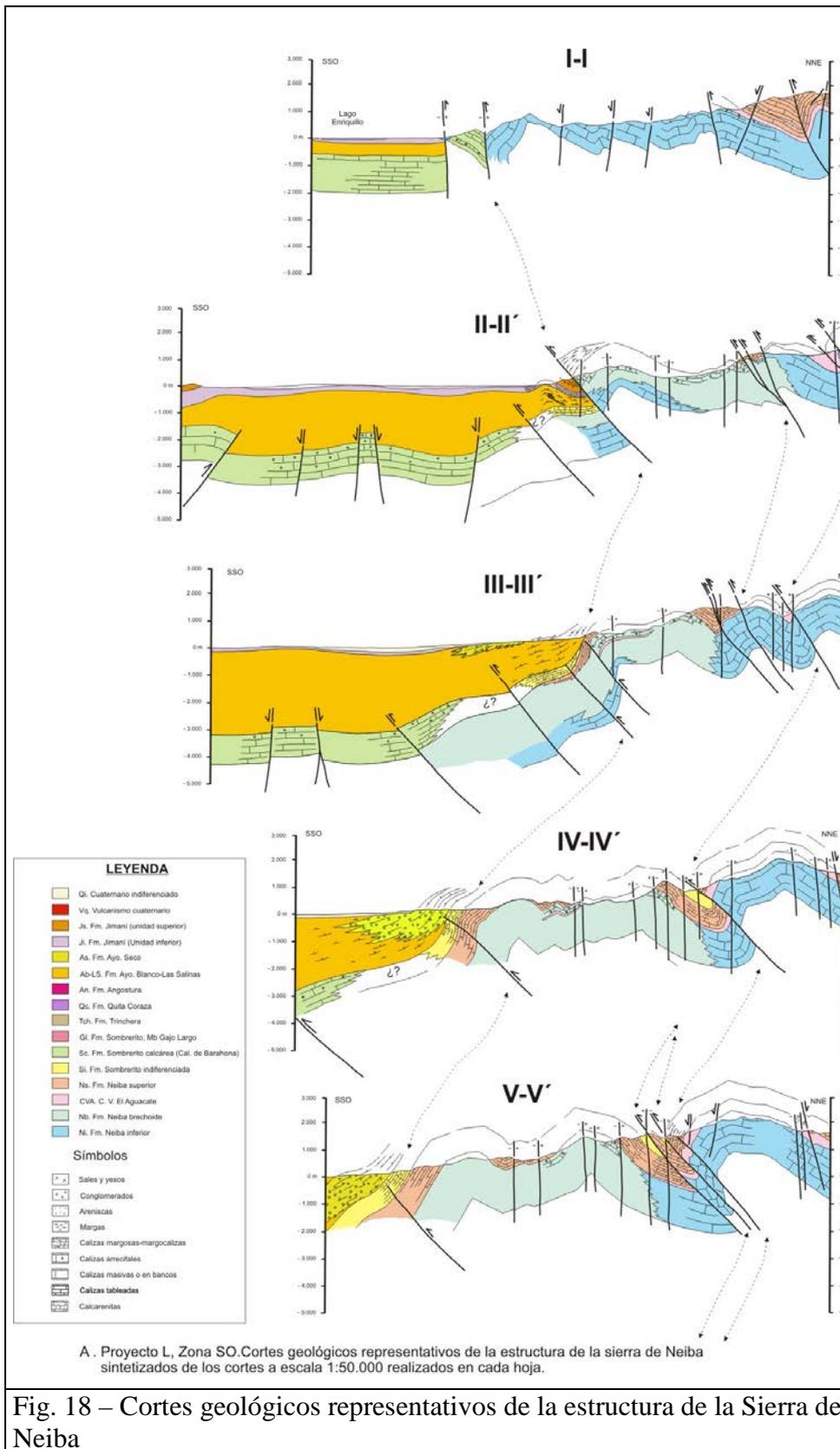


Fig. 18 – Cortes geológicos representativos de la estructura de la Sierra de Neiba

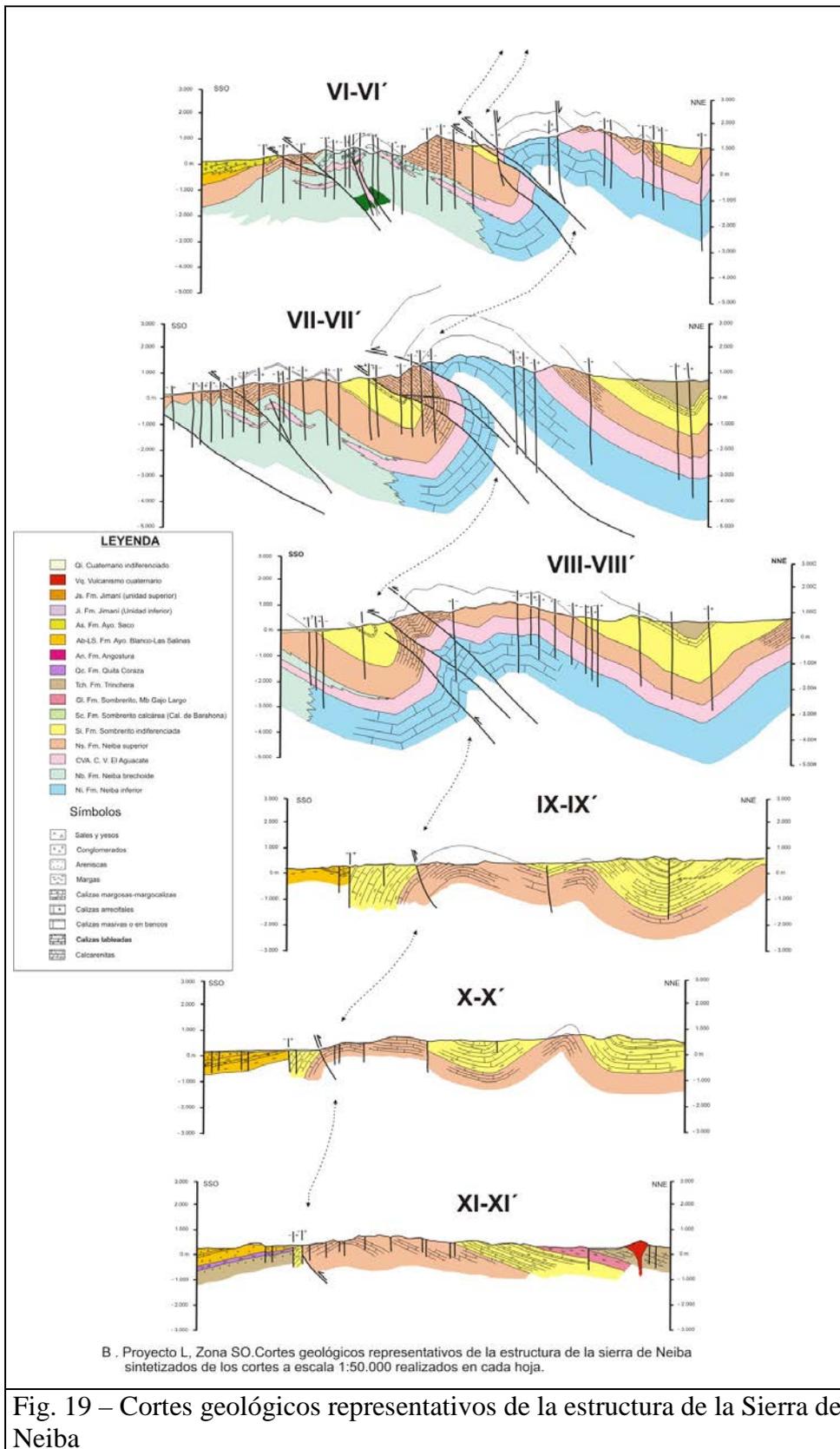


Fig. 19 – Cortes geológicos representativos de la estructura de la Sierra de Neiba

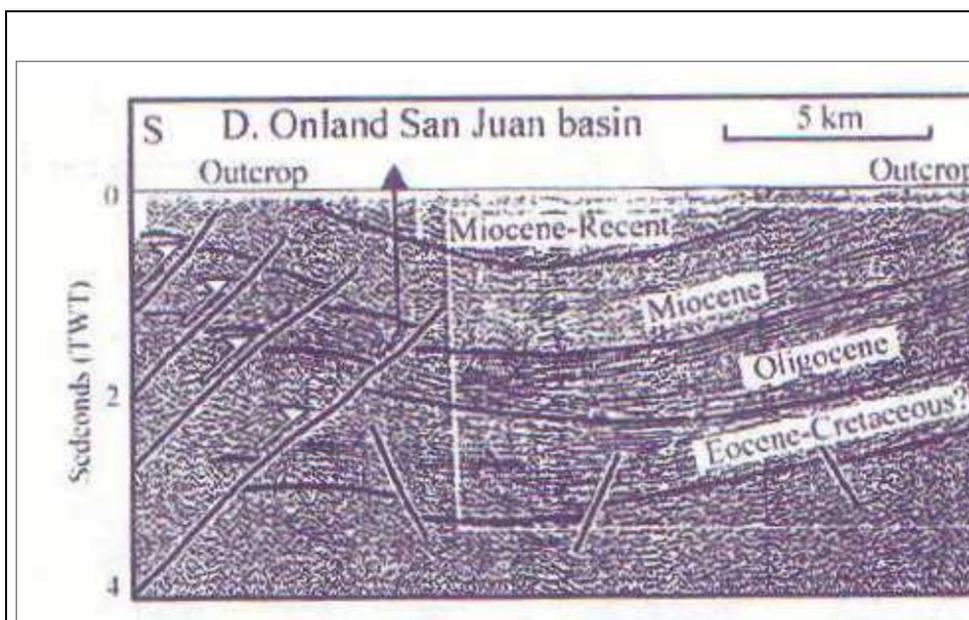


Fig. 20 – Línea sísmica de la Cuenca de San Juan. Interpretación Mann et al., 1999, modificada de Nemeč (1980)

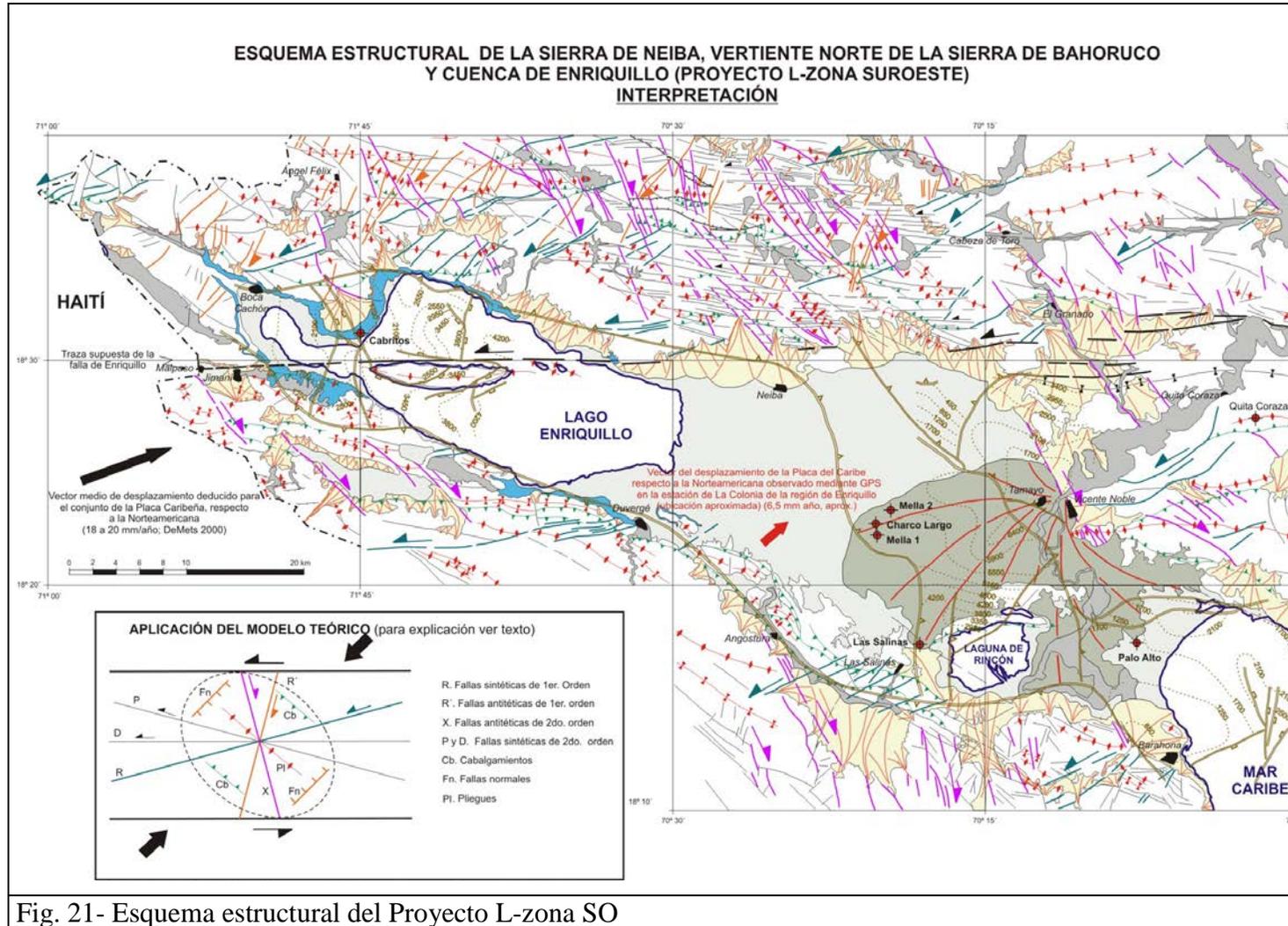


Fig. 21- Esquema estructural del Proyecto L-zona SO

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. 5, Fig. 6 y Fig. 21) 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. 21: 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. 21, 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 Rivières-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-Las Salinas, 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 primera 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.

4. GEOMORFOLOGÍA

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 diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis.

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. Estudio morfoestructural

Como ya se ha señalado, el relieve de la Hoja está condicionado fundamentalmente por su pertenencia a los grandes dominios morfoestructurales de la hoya de Enriquillo, el valle de San Juan y la sierra de Martín García.

Se puede considerar la sierra de Martín García como el extremo oriental de la de sierra de Neiba, desplazado de su posición original por deformaciones en el sector de enlace entre el valle de San Juan y la hoya de Enriquillo. En el caso de la antifforma que constituye la sierra de Bahoruco, en la Hoja sólo están representadas sus estribaciones septentrionales, integradas por una sucesión carbonatada miocena estructurada como una serie monoclin al cabalgante sobre los materiales plio-cuaternarios de la depresión.

Pese al aspecto de extraordinaria monotonía que ofrece la hoya de Enriquillo, alberga una serie de suaves relieves que permiten la distinción de tres subdominios: la depresión de Enriquillo, en la que se encuentra instalado el lago y en la que afloran exclusivamente materiales cuaternarios de predominio lacustre y endorreico; el área de influencia del Yaque del Sur, constituido casi exclusivamente por depósitos cuaternarios de origen fluvial.

Así pues, el relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la forman. Por una parte, los materiales de las sierras están afectados por frecuentes escalonamientos debidos a la acción de fallas, facilitando éstas el encajamiento de numerosos segmentos de la red de drenaje y el desarrollo de los procesos gravitacionales; igualmente, su naturaleza eminentemente carbonatada ha provocado una notable influencia kárstica en el modelado de extensas áreas. Por lo que respecta a las depresiones, abundan los relieves estructurales, manifestados como capas plegadas en el caso del conjunto plio-cuaternario y como superficies horizontales en el caso de los restos del antiguo arrecife holoceno; mención aparte merecen las abundantes manifestaciones lacustres y endorreicas, que alcanzan su máxima expresión en el caso del lago Enriquillo.

En el sector occidental, la geometría de la red fluvial muestra una clara influencia de la distribución de los principales dominios morfoestructurales; así, el lago Enriquillo aparece como la máxima expresión del carácter endorreico de la depresión, a la que se encaminan concéntricamente los drenajes de la vertiente septentrional de la sierra de Bahoruco. Por el contrario, la hidrografía del sector oriental está determinada por el río Yaque del Sur, que si bien discurre a través del valle de San Juan siguiendo la máxima pendiente regional, mediante un brusco giro penetra en la hoya de Enriquillo atravesando los moderados relieves existentes en la zona de enlace entre ambas depresiones, buscando finalmente la bahía de Neiba.

La red de drenaje se adapta a la directriz estructural de las zonas montañosas tan sólo en algunos segmentos, pues su discurrir tiene lugar principalmente transversalmente a ella, a favor de la fracturación secundaria. En el ámbito de la llanura son frecuentes las pérdidas de drenaje, no sólo por la alta evaporación, sino también por la elevada permeabilidad de diversos depósitos constituyentes del manto superficial de aquélla y por las extracciones encaminadas a regadío y abastecimiento.

4.1.1. Formas estructurales

Se encuentran diseminadas por todo el ámbito de la Hoja, condicionando en buena medida la morfoestructura tanto de las sierras como de las depresiones. En el caso de las sierras predominan las formas relacionadas con estructuras tectónicas, en tanto que en el de las depresiones se aprecia una gran abundancia de las formas relacionadas con las características litológicas de la serie aflorante.

La densa red de fracturación tiene una clara expresión morfológica, especialmente en relación con las elevaciones montañosas, aunque su principal manifestación es su límite con la planicie. También se refleja claramente por el encajamiento de la red fluvial en algunos de sus tramos y por la existencia de fuertes desniveles.

Las fallas con expresión morfológica se agrupan en torno a dos familias principales: NO-SE y E-O. Las primeras son muy abundantes en el seno de las sierras, condicionando su estructura interna por distorsión de la estructura general de plegamiento. En cuanto a las segundas, destacan las que integran la zona de falla de Enriquillo, que constituye el límite entre la sierra de Neiba y la depresión; también destaca por su relevancia la que configura el límite meridional de la sierra de Martín García. Poseen una tipología variada, observándose fallas normales, inversas y en dirección, de longitud decakilométrica en algunos casos. Con frecuencia, algún rasgo morfológico parece estar condicionado por una falla sin que se tenga la total certeza de su existencia o bien parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos, habiéndose representado en ambos casos como fallas supuestas.

Pese a la elevada velocidad con la que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos derivados de la acción de fallas, entre ellos escarpes de falla degradados y facetas triangulares de escarpe de falla.

En algunas áreas, especialmente el valle del Yaque del Sur, también han adquirido notable desarrollo las morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes; entre ellas abundan los resaltes de líneas de capa monoclinales acompañadas de escarpes de las formaciones. Trinchera y Arroyo Blanco, siendo menos frecuentes los resaltes de capas verticalizadas, que pueden dar lugar a crestas y barras. También en capas plegadas se observan: relieves conformes anticlinales, como en el domo de Canoa; sinclinales, como el Cerro de los Pasitos; superficies estructurales, en ocasiones degradadas, dispuestas horizontalmente en la depresión y asociadas a algunos niveles carbonatados de la Fm Sombrerito, en este caso con buzamientos moderados; y chevrons, configurados por sucesiones de resaltes de capas monoclinales.

4.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como las sierras de Martín García y las depresiones de Enriquillo, tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de las sierras es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo del Terciario principalmente, generadores de un relieve positivo sobre el que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial, gravitacional y kárstico.

En el caso de la hoya de Enriquillo, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica se inició con la deformación de la serie plio-pleistocena constituyente del relleno de las cuencas del mismo nombre. Con posterioridad, el desarrollo arrecifal holoceno creó en la primera una superficie a partir de la cual arrancó el encajamiento lacustre actual, en tanto que en el segundo, la evolución reciente ha estado presidida por el encajamiento del Yaque del Sur, cuyos depósitos han tenido un notorio efecto en el sector oriental de la hoya de Enriquillo.

Además de los anteriores, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos endorreicos, de meteorización química y poligénicos.

4.2.1. Formas gravitacionales

Las más extendidas son los deslizamientos, especialmente en la sierra de Martín García, como consecuencia de las elevadas pendientes y precipitaciones, así como la ocurrencia de eventos sísmicos; pese a la elevada velocidad de meteorización y al rápido crecimiento de la vegetación, que hacen que sus cicatrices queden rápidamente enmascaradas, dificultando su reconocimiento, son numerosos los ejemplares cartografiados observados. Mucha menor representación poseen los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial

4.2.2. Formas fluviales

Son con mucho las más extensamente representadas y las más ampliamente distribuidas. Aunque abundan en el ámbito montañoso, es en las depresiones donde adquieren un notable desarrollo: por una parte, poseen una gran representación superficial en la hoya de Enriquillo, tanto por el notable sistema de conos y abanicos que orlan las sierras, como por la presencia del abanico aluvial de baja pendiente del río Yaque del Sur; y por otra, constituyen los rasgos morfológicos más característicos del valle de San Juan y su enlace con la hoya de Enriquillo, debido a la gran variedad de formas asociadas al Yaque del Sur, entre las que se reconocen fondo de valle, llanura de inundación, barras, cauces y meandros abandonados y terrazas.

Sin duda, el elemento más relevante de las formas recientes de la zona es el abanico aluvial de baja pendiente del Yaque del Sur, tanto por su extensión como por su influencia en la evolución regional. Se trata del descendiente directo del delta que aisló el ámbito del lago Enriquillo del de la bahía de Neiba, durante el Holoceno; se origina en la apertura del valle del río a la hoya de Enriquillo, inmediatamente al Noreste de Tamayo, expandiéndose en forma de abanico, con una longitud desde el ápice y una anchura superiores a 15 km. Su avance hacia el sur se ve parcialmente obstaculizado por cerros, pese a lo cual alcanza el borde meridional de la depresión en la vecina Hoja de Barahona. Su elevado dinamismo ha

sido puesto de manifiesto en acontecimientos catastróficos recientes (huracán Georges) y debido a él, sus límites oscilan con el paso del tiempo, existiendo eventos en los que su influencia alcanza el lago Enriquillo y el litoral de la bahía de Neiba.

Morfológicamente se manifiesta como una amplia planicie cuya altitud disminuye de forma imperceptible desde unos 30 m en su ápice, hasta enlazar con el litoral de la bahía y con la superficie de colmatación de la depresión, próxima al nivel del mar, hacia el Suroeste. Existen otros abanicos de baja pendiente de menor entidad, también diferenciados de los abanicos y conos que orlan las sierras por la mayor pendiente de éstos como consecuencia de su desarrollo sobre sustratos más inclinados o de su mayor densidad de carga.

Los fondos de valle y los fondos de cañada torrencial son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual, habiéndose diferenciado en base a su funcionamiento y tipo de depósito. Predominan con mucho las cañadas de dinámica torrencial, habiéndose representado como fondos de valle los cursos de régimen permanente y los que discurren por la depresión con un componente litológico menos grosero. En general, se trata de formas estrechas y alargadas coincidentes con el canal de estiaje.

El fondo de valle más destacado es el del río Yaque del Sur, que avanza por el valle de San Juan, girando bruscamente fuera de los límites de la Hoja para adentrarse en la hoya de Enriquillo; discurre con un carácter más o menos divagante en el seno de una banda de anchura kilométrica que constituye la llanura de inundación, carácter que se incrementa aguas abajo, observándose en algunos tramos más de un cauce. Dentro de la llanura se reconocen barras, en ocasiones con cicatrices de acreción lateral, y estrechas bandas serpenteantes, correspondientes a cauces y meandros abandonados, que pueden ser inundados temporalmente; algunos de éstos se encuentran también dentro del abanico de baja pendiente, como manifestación de su drenaje radial.

El cortejo de formas con depósito del Yaque se completa por su sistema de terrazas, en el que se reconocen diversos niveles que arbitrariamente han sido incluidos en tres grupos: terrazas altas, con cotas superiores a +60 m sobre el cauce actual; terrazas medias, dispuestas a cotas de +20-60 m; y terrazas bajas, con cotas inferiores a +20 m. Pueden aparecer con dispositivos colgados, frecuentes en los niveles más elevados, o solapados,

comunes entre los niveles más bajos, estando limitadas generalmente por un marcado escarpe hacia el valle.

Los conos de deyección y los abanicos aluviales dispuestos al pie de los sistemas montañosos tienen una notable representación, especialmente en el borde meridional de la sierra de Martín García. 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 superiores a 6 km con respecto al ápice. En base a sus características geométricas y su cronología se han diferenciado tres sistemas principales.

El sistema más antiguo se localiza entre la loma El Barrero y el paraje de Calero. Sus afloramientos dan lugar a ligeros resaltes dentro del suave relieve configurado por los sistemas de conos y abanicos más modernos que configuran el valle localizado al Este del Granado; en el extremo oriental de éste se conservan ápices que señalan su procedencia de la sierra de Neiba. El aspecto poco incidido que presentan en este valle contrasta fuertemente con el que ofrecen desde el Sur y Sureste, donde aparecen colgados más de 100 m con respecto al cauce del Yaque, a tan sólo 2 km de distancia. Se encuentran afectados por fallas de dirección E-O relacionadas con la zona de falla de Enriquillo. En los parajes de cerro Gordo y Gajo Largo, localizados en el flanco meridional de la sierra de Martín García se encuentran sendos afloramientos de gravas calcáreas colgadas que probablemente sean correlacionables con los anteriores.

El sistema intermedio engloba probablemente diversas generaciones imposibles de correlacionar debido a la desconexión de la mayoría de los conos, 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 predomina la incisión lineal, ampliamente distribuida por las zonas montañosas, donde su intensidad ha dado lugar a barrancos, cañones y desfiladeros. También son frecuentes las aristas, reconociéndose en menor medida divisorias montañosas redondeadas, posiblemente relacionadas con antiformalas. La notable erosión

remontante ha dado lugar a capturas, así como al abandono de valles colgados, especialmente en la loma El Barrero, y al retroceso de algunas divisorias montañosas, de entre las que destaca la que separa la hoya de Enriquillo del valle de San Juan (aunque en su génesis probablemente hayan intervenido otros procesos morfogenéticos), conservándose restos de su trazado antiguo.

Las pérdidas de drenaje por procesos de infiltración son casi una constante entre los cursos que alcanzan la llanura, pudiendo decirse lo mismo de la erosión lateral del cauce en los segmentos más curvados del Yaque del Sur. Completan las formas fluviales de carácter erosivo los escarpes, si bien escasean los de origen exclusivamente fluvial, y las cárcavas, que con frecuencia dan lugar a áreas acarcavadas, cuyo principal desarrollo se encuentra asociado con afloramientos de las formaciones. Trinchera y Arroyo Blanco.

4.2.3. Formas eólicas

Aparecen representadas en el ámbito de la hoya de Enriquillo como una superficie afectada por procesos eólicos. Ya que su depósito, que carece de una morfología definida y se dispone a modo de manto eólico de espesor mínimo, con frecuencia, no llega a cubrir el sustrato, no se ha considerado como una formación superficial. de espesor mínimo.

4.2.4. Formas lacustres y endorreicas

Son muy abundantes en la depresión bajo formas y dimensiones muy variables, destacando de entre ellas la presencia del extremo oriental del lago Enriquillo; por todo el sector suroccidental son frecuentes las lagunas, que aparecen bajo régimen permanente o estacional y en algunos casos, desecadas. En el ámbito de la hoya de Enriquillo también se observan áreas pantanosas, similares a las áreas endorreicas, pero con un importante desarrollo de la vegetación.

La génesis del lago Enriquillo obedece a la retirada marina de la zona como consecuencia de la llegada del delta del río Yaque del Sur a la depresión, cuyo sector central quedó desconectado de la bahía de Neiba; la posterior tendencia descendente de su nivel ha obedecido a la intensa evaporación de la región, superior a la recarga, que tan sólo ha adquirido carácter excedentario ante la llegada de huracanes o tormentas tropicales. En

cuanto a la formación de las lagunas, áreas endorreicas y áreas pantanosas, debe buscarse en la existencia de afloramientos de baja permeabilidad, posibles hundimientos por disolución del sustrato yesífero y también, como factor común a toda la depresión, la ausencia de desniveles que permitan una escorrentía superficial eficaz.

4.2.5. Formas por meteorización química

Se encuentran relacionadas principalmente con la intensa karstificación que afecta a los materiales carbonatados aflorantes en el flanco sur de la Sierra Martín García.

En las proximidades de Vicente Noble se han reconocido tres afloramientos de travertinos. Sus reducidas dimensiones, en parte debidas a su explotación como roca ornamental han obligado a su representación con carácter puntual. Se trata de formas exokársticas constructivas, cuyo origen se debe a la precipitación subaérea de carbonatos por procesos físico-químicos en relación con la surgencia de aguas subterráneas.

4.2.6. 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. Una vez más, se concentran principalmente en las sierras, donde la velocidad de los procesos erosivos hace que su conservación sea efímera.

Tan sólo se han reconocido dos retazos de superficies de erosión degradadas, de pequeña extensión, con cotas de 160 y 250 m, sin que existan criterios concluyentes para determinar si se trata de dos superficies o tan sólo de una, trastocada posteriormente por el juego de bloques de la sierra. El retazo inferior se ha desarrollado sobre los relieves pliocenos de la prolongación de la loma de Sal y yeso, en tanto que el superior afecta a los materiales carbonatados del Mb Barahona de la formación Sombrerito.

Los escarpes poseen la mayor representación, con desniveles muy variables, su génesis se debe a la acción combinada de procesos fluviales, tectónicos, kársticos y gravitacionales, en proporción variable según los casos. El estilo morfoestructural regional de las sierras con predominio de las cumbres de formas suaves y subredondeadas hace que escaseen los

relieves, es preciso señalar la loma del Curro como máxima elevación de la sierra de Martín García (1.343 m).

Casi con carácter anecdótico, debido a sus reducidas dimensiones, se ha reconocido un reducido número de cerros cónicos, generados como respuesta a procesos de erosión selectiva.

4.3. 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, en la parte suroccidental 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 las sierras de Neiba y Martín García entre el valle de San Juan y la hoya de Enriquillo, al Sur de la cual se alza la sierra de Bahoruco. 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.

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 (Fig. 2a).

Simultáneamente, el río Yaque del Sur discurriría hacia el Sureste a través del valle de San Juan hasta alcanzar la bahía de Ocoa. 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 desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques. Las sierras de Neiba y Martín García se encontrarían separadas por el valle de El Granado, tapizado por el sistema de abanicos más antiguos, valle que a su vez se encontraría elevado con relación al río Yaque y al entrante marino.

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 Ázua, 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 Neiba y Barahona (Fig. 2b). 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. Además, durante este periodo, la activa erosión e incisión desencadenada por la captura del Yaque ha dejado colgado el valle de El Granado sobre aquél como testimonio de la fisonomía previa a la captura.

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 kárstica y neotectónica. Ésta también habría dado lugar a estrechas cuencas endorreicas paralelas a la sierra de Bahoruco, destacando las de Angostura, en la vecina Hoja de Barahona, y El Limón, en la de Jimaní.

La evolución reciente del ámbito de la Hoja ha estado condicionada en parte por el progresivo encajamiento del lago Enriquillo; la incisión fluvial ha sido poco marcada en la depresión como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al lago. Además, 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, cuya principal expresión es el retroceso hacia el Norte de algunos segmentos de la divisoria montañosa localizada entre el valle de San Juan y la hoya de Enriquillo.

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, tanto en el caso del lago Enriquillo, con su actual tendencia al encajamiento, como de la bahía de Neiba; el retroceso de las vertientes; 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.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

5.1. Historia Téctono-Sedimentaria

La historia téctono-sedimentaria de la Hoja Vicente Noble, es la de la colisión entre una meseta oceánica, situada en la parte sur de la Hispaniola y de un bloque continental en la parte central y norte, constituido por arcos volcánicos crestados (Dolan and Mann 1998). La colisión oblicua se produjo sobre un conjunto de desgarramientos sinistros mayores que controlaron también la formación y el cierre de las cuencas sedimentarias. La sutura se produjo en el Mioceno.

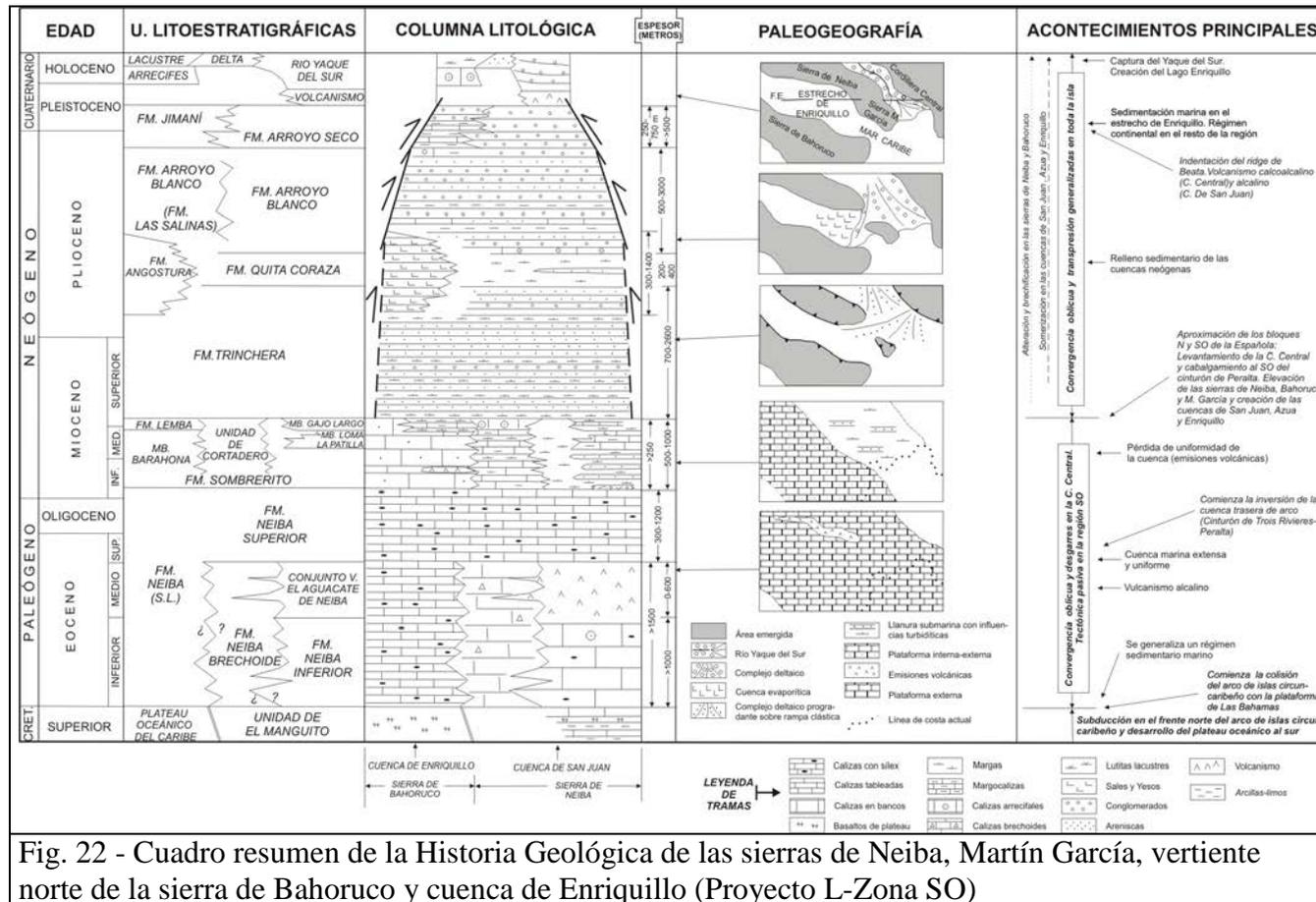


Fig. 22 - Cuadro resumen de la Historia Geológica de las sierras de Neiba, Martín García, vertiente norte de la sierra de Bahoruco y cuenca de Enriquillo (Proyecto L-Zona SO)

En este contexto, las cuencas de Azua y Enriquillo (McLaughlin y Van Den Bold 1991), con dirección NO-SE se comunican entre sí por el intermediario de la cuenca de Quita Coraza. El relleno neógeno de estas cuencas (Mann et al. 1999) va de la Fm. Sombrerito a la de Arroyo Blanco. La continuación de los depósitos sólo concierne a las cuencas de Enriquillo y de Azua. Las formaciones Angostura y La Salina se reencuentran sólo en la cuenca de Quita Coraza que para ese estadio ya estaba probablemente cerrada. Los sedimentos que contiene se hallan actualmente cabalgados sobre las formaciones más antiguas. Esta configuración recuerda la geometría de una cuenca inversa, donde la reactivación en falla inversa de las fallas normales, que acompañaron el depósito, permiten a los terrenos recientes, cabalgar a los antiguos. Esta historia geológica puede explicarse por una rotación sinistral de la tensión regional, en el curso del proceso de saturación. De esta forma, la cuenca de Quita Coraza, que estaba cercana a la dirección de compresión en el curso de su formación, puede tener por origen un fenómeno de separación. En cambio, en el curso de la rotación sinistral de la tensión, se ha colocado en posición oblicua y tectónicamente se ha cerrado. Esta cinemática puede argumentarse por el hecho de que las fallas costeras NO-SE, de las cuencas de Enriquillo y de Azua, no están actualmente activas. La falla activa, falla de Enriquillo, tiene orientación este-oeste y recorta terminantemente el edificio anterior.

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 las sierras de Neiba y de Bahoruco. 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 las citadas sierras (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 se encuentra la Hoja de Vicente Noble), y cuenca cerrada del lago Enriquillo, al oeste; ambos sectores están separados por el alto estructural de la laguna de 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 Vicente Noble se concentra especialmente en el delta continental del Río Yaque del Sur. Aquí el aprovechamiento hidráulico es mixto, mediante canales y pozos de agua.

6.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (Fig. 23) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Vicente Noble, 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. 24) 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.

- 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. Sombrero (s.l.), parte calcárea de la Fm. Sombrero.

- 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.

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 y de Martin Garcia son importantes; la fracturación y la amplia carstificación de las calizas de la Fm. Sombrero (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. Son manantiales perrennes con caudales medios a elevados (> 40 l/s), que pueden ser aún más altos (hasta 300 l/s). 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.

| EDAD | UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLOGICA | UNIDADES CARTOGRAFICAS AGrupadas | LITOLOGÍAS | GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD | TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES |
|-------------------------|--|--|--|---|---|
| PLEISTOCENO-HOLOCENO | Depósitos aluviales y eluviales, terrazas, fondos de valle, abanicos aluviales | 16,17,18, 19 y 23 | 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) | 24 y 25 | 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 | 12, 13, 14 y 15 | 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 | 20, 21 y 22 | 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 | 11 y 7 | Conglomerados calcáreos masivos | Alta por porosidad intargranular | Sin acuíferos significativos |
| | Fm. Jimaní, calizas | 9 y 10 | Calizas y calcarenitas tableadas, calizas arrecifales, niveles de margas | Media - baja por porosidad intargranular y fisuración | Acuíf. libres con circulación cárstica en las calizas |
| | Fm. Jimaní, margas | 8 | Margas con intercalaciones de calizas y margocalizas | .Baja | Sin acuíferos significativos |
| MIOCENO | Fm. Sombrero calcárea (Mb. Barahona) | 6 | Calizas masivas brechoides o carnolares; | Alta por carstificación y fisuración | Acuíf. Libres o confinados con circulación cárstica en continuidad con las Fms. calcáreas del Eoceno-Mioceno inferior |
| | Fm. Sombrero, volcanismo básico | 5 | Tobas, brechas, lavas vesiculares | Baja | Sin acuíferos significativos |
| | Fm. Sombrero margosa | 4 | Alternancia de calcarenitas, margocalizas y margas | Baja | Acuíferos puntuales en tramos calcareníticos |
| EOCENO-MIOCENO INFERIOR | Fms. Neiba inferior y superior | 1 y 3 | Calizas masivas o en bancos, calizas tableadas y calizas brechoides | Alta por carstificación y fisuración | Acuíf. libres o confinados con circulación cárstica, 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-térreas |
| | Fms. Neiba inferior | 1 | Margas, margocalizas | Baja | Sin acuíferos significativos |
| | Conjunto volcanosedimentario básico de El Aguacate de Neiba | 2 | Tobas y brechas volcánicas, lavas basálticas | Baja | Sin acuíferos significativos |

Fig. 23 - Cuadro Unidades Hidrogeológicas

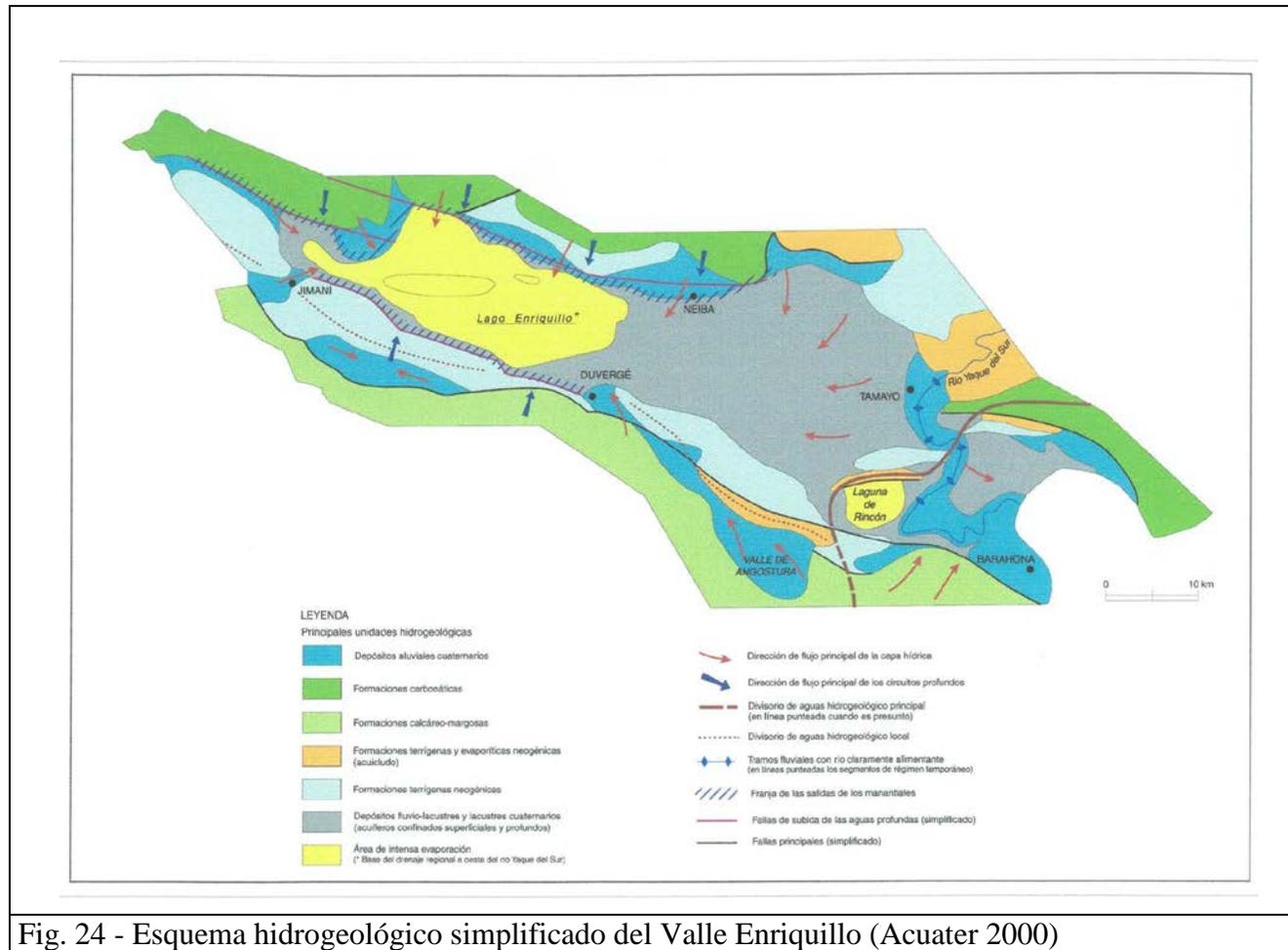


Fig. 24 - Esquema hidrogeológico simplificado del Valle Enriquillo (Acuater 2000)

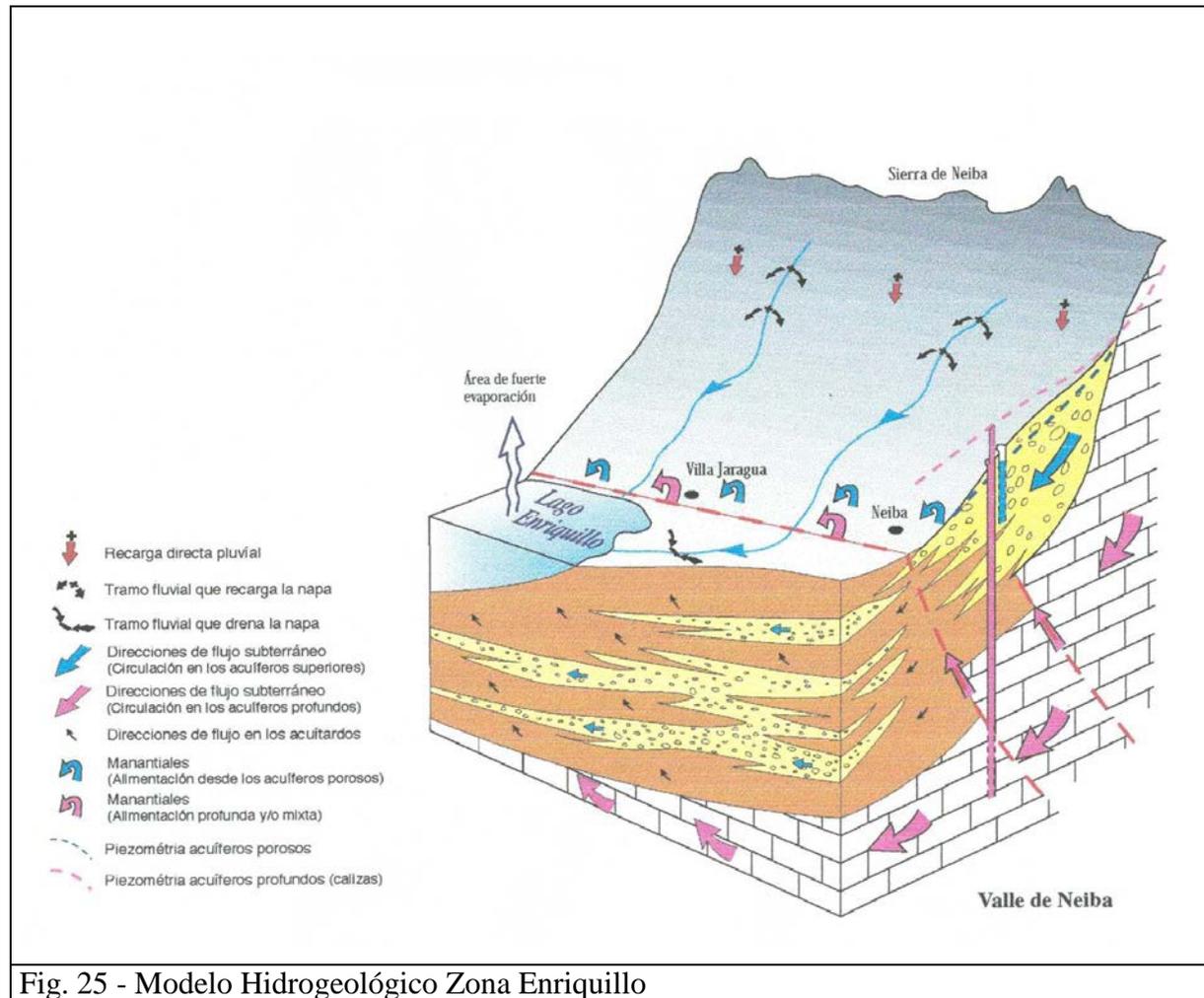


Fig. 25 - Modelo Hidrogeológico Zona Enriquillo

En algunos 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. 25 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.

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. 26).

Las primeras perforaciones de la región de Azua datan de 1905 en los campos Maleno e Higuerito, 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. 26. 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 puebas 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 Higuero (Texas Company, 1905). La producción de los campos de Maleno e Higuero 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

El travertino de Canoa ha sido objeto de varias explotaciones a cielo abierto, en el domo de Canoa, a la extremidad occidental del anticlinal de la Sierra Martín García. Las canteras se reparten en 4 afloramientos testigos de la formación de origen hidrotermal, cuya extensión era más importante originalmente. Se mantiene una explotación en cantera ubicada al SE del Pueblo de Vicente Noble.

Varias explotaciones de yeso han sido abiertas en las formaciones evaporíticas de La Salina y Arroyo Blanco. Algunas están todavía activas. Las principales están ubicadas a 2 km al Este de Canoa (El Yeso) y al Sur de la Loma El Yeso, en el lado izquierdo del río Yaque del Sur, cerca del Pueblo de Barranca. Los niveles con yeso de la Fm. Arroyo Blanco se siguen desde estos yacimientos hasta la extremidad NO de la Hoja de Vicente Noble. Presentan un fuerte potencial para la explotación del yeso en la región.

La extracción de calizas en la sierra de Martín García, y la extracción de gravas de los abanicos aluviales son también recursos potenciales de la región.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades antrópicas destructivas 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.

7.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Vicente Noble se ha inventariado un L.I.G de interes regional correspondiendo al: conglomerado de la Fm. Arroyo Seco de la Loma el Barrero.

7.2. L.I.G. N° 1 - Loma el Barrero: Conglomerado de la Fm. Arroyo Seco

El acceso se realiza por el norte. El camino termina en el pueblo de Guanarate situado en la Hoja de Villarpando. De inmediato se toma un sendero de aproximadamente 3 km, para llegar al borde del acantilado. Es aconsejable tomar un guía local.

Este estratégico punto de la Hoja Vicente Noble presenta un interés doble para el geólogo, ya que se trata de un punto de vista excepcional para la lectura de los diferentes paisajes de la Hoja. Al oeste, la ladera meridional de la Sierra de Neiba se perfila hasta el extremo occidental del Lago Enriquillo. Al suroeste, el Lago Enriquillo y su planicie presentan una gran diversidad de paisajes con las zonas de deflación eólica, las zonas pantanosas y los sectores ya cortados por la erosión. Al sur, la vista se extiende hasta la Sierra de Bahoruco donde pueden observarse las calizas plegadas de la Fm. de Barahona y las formaciones alteríticas que las coronan. Al sureste, la Sierra Martín García muestra su bóveda anticlinal y las diferentes cuestas que la forman.

El afloramiento mismo de la Loma el Barrero es grandioso y ofrece una lectura fácil de sus acantilados en plena erosión. Este es un lugar relativamente peligroso debido a los riesgos de derrumbes de la orilla del acantilado. La escarpadura cercana a los 200 m de alto está constituida por una impresionante serie conglomerática.

La base de esta formación está constituida por una serie de margas grises, discordantes sobre la Fm. Arroyo Blanco. Más arriba, 55 m de conglomerados gruesos alternan con arcillas margosas rosadas. Algunos bancos de conglomerados presentan una matriz de margas negras. Encima de esta capa hay 75 m de alternancia arcillo-conglomerático con intercalaciones de margas blancas. La serie termina en un potente banco de conglomerado macivo de 15 m de espesor.

Los conglomerados de esta formación contienen esencialmente cantos rodados de calizas blancas. La presencia de sílex muestra una procedencia local de la Fm. Neiba. A veces los conglomerados son lenticulares y canalizados. La serie está poco litificada globalmente, con excepción de algunos escasos lentejones margo-calizos.

Esta serie sintectónica tiene grabadas las etapas de la erosión del substrato pre-tectónico. Comienza por la erosión de las formaciones marinas margosas y oscuras de la Fm. Arroyo Blanco. Seguidamente se encuentra una formación intermedia que se añade a los precedentes de los términos continentales. El testimonio de lo anterior son los conglomerados con elementos de calizas de la serie de Neiba, con matriz arcillo-margosa de la Fm. Arroyo Seco.

Continúa por la erosión de las formaciones alteríticas de las calizas de la Sierra de Neiba que produce arcillas rosadas y conglomerados de calizas. La parte superior del lecho ha registrado exclusivamente la erosión de las calizas de Neiba.

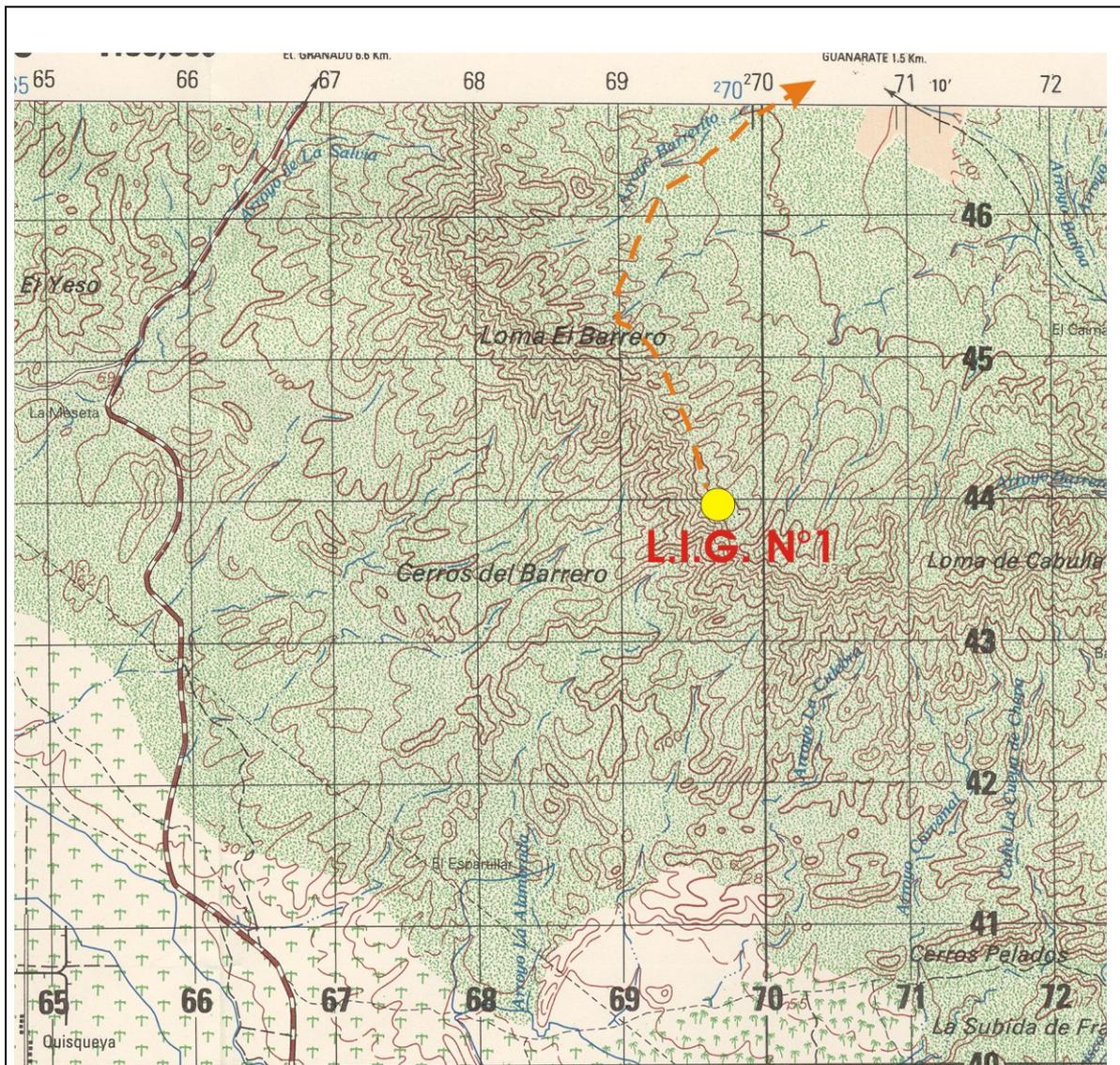


Fig. 1 – Situación del L.I.G. N° 1 Conglomerado de la Fm. Arroyo Seco; Loma El Barrero (extracto de la Hoja topográfica de Vicente Noble : 5971-II)



Foto 1 – Conglomerado de la Fm Arroyo Seco ; Loma El Barrero (Hoja de Vicente Noble)

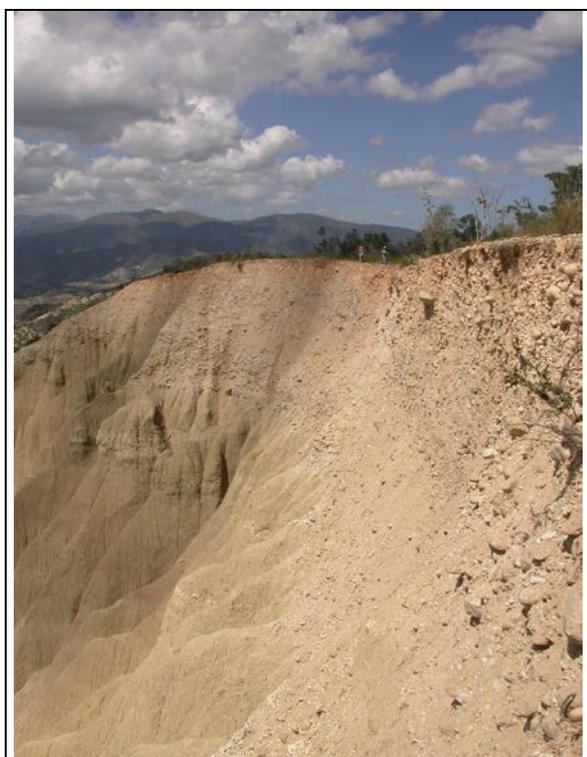


Foto 2 – Conglomerado de la Fm Arroyo Seco ; Loma El Barrero (Hoja Vicente Noble)

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 Geológico-Minero (SYSMIN) Convención Lomé IV.

Arick, M.B., 1940a. Report on the geology of Hispaniola. Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 12p.

Arick, M.B., 1940b. Dominican Seaboard Oil Company, Inc.; Annual report of Geological Department. Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 34 p.

Bermúdez, 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 Assotiation 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.

Blow, W. H.1979 – Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy: Proceedings 1st International Conference on Planktonic Microfossils, v. 1, p. 199-442.

Boisseau, M., 1987. Le Flanc Nord-Est De La Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles) : Un Edifice De Nappes Cretace Polyphase. Doctorat d'Etat. Université de Paris VI. p. -214.

Bold, W.A.,1975 . Neogène biostratigraphy (ostracoda) of southern Hispaniola: Bulletins of American Paleontology, v. 66 n°. 286, p.549-639.

Bold, W.A. 1988 – Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; The Ostracoda: *Bulletin of American Paleontology*, v. 94, no. 329, p. 1-105.

Bolli, H. M., and Saunders, J. B., 1985 – Oligocene to Holocene low-latitude planktonic foraminifera, in Bolli, H., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., *Planktonic stratigraphy*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 1032 pp.

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. O., 1960. Geology of central Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 18-31.

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.

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.

Cooke, C. W., 1920. Geologic reconnaissance in Santo Domingo (Abst). *Geological Society of America, Bulletin*, 31, p. 217-219.

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 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.

De Zoeten, R., 1988. Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Dissertation.

De Zoeten, R., Heubeck, C. E. & Mann, P., 1989. Cenozoic tectonic assembly of the Greater Antilles; 2, Hispaniola; Geological Society of America, South-central Section, 23rd annual meeting; abstracts with programs. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 21, p. 8.

Díaz de Neira, J.A., 2000a. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 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 nº 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. & SOLÉ PONT, F. J., 2002. Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 163-181.

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., 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 Association, 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.

García Senz J., 2004. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 5871-III (Jimaní) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

Genna A., 2004. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 5871-II (Duvergé) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

Gómez Sainz de Aja, J.A., 2000a. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 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 nº 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 nº 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 Pliocène 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. 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., (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., 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., 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., 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.

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 ;

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

Mauffret, A., Leroy, S. 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283: 61-104.

McLaughlin P.P., van den Bold W.A., Mann P. 1991 – Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic ; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. *In* Geologic and Tectonic Development of the North America – Caribbean Plate Boundary in Hispaniola, Mann. P., Draper G. and Lewis J.F. (Eds), Geological Society of America Special Paper 262, 1991, p. 337 – 366 ;

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)

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

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.

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.W., Mann P., Valastro Jr. S., Burke K., 1985. Stratigraphy and Radiocarbon Chronology of a Subaerially Exposed Holocene Coral Reef, Dominican Republic. Journal of Geology, vol. 93, 311 – 332.

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

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

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-Caraibe: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, 205 p.

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.

Wallace, M.H., 1947. A review of the stratigraphy of the Enriquillo basin, Dominican Republic, Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 12p.