



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**JIMANÍ
(5871-III)**

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 DO 9999). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Jesús García Senz (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Jesús García Senz (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oro (GEOPLAY)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dr. José Pedro Calvo (Universidad Complutense de Madrid, España)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

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

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Jesús García Senz (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

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

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera (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 de Ciencias de la Tierra Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

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

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

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

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

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

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100,000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100,000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto L. Mapas a escala 1:150,000 y Memoria adjunta

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Sedimentológico del Proyecto L (Zonas Este y 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 Jimaní se sitúa en el límite entre la sierra de Bahoruco y la depresión del Lago Enriquillo. Es un área de clima semidesértico en el llano, que contrasta con las condiciones más húmedas y frescas del alto de la sierra. La sierra de Bahoruco está formada por calizas de plataforma de edad Oligoceno y Mioceno (Mb Barahona), elevadas por fallas sobre los sedimentos del Plioceno y Cuaternario de la Cuenca de Enriquillo. La sucesión en Enriquillo comprende calcilitas y areniscas de bahía somera (Fm Las Salinas), calizas arrecifales y margocalizas de ambiente restringido y conglomerados aluviales (Fm Jimaní), sedimentos cuaternarios que incluyen un arrecife de coral en la periferia del lago Enriquillo y depósitos recientes continentales. La estructura de la sierra de Bahoruco está dominada por pliegues escalonados E-O, de flancos abiertos y fallas en dirección NO-SE, E-O y NE-SO. Las dos primeras familias son responsables del relieve superior a 1 km del frente de la sierra sobre la Cuenca de Enriquillo. Los rasgos fisiográficos comprenden depresiones alargadas paralelas a la sierra separadas por lomas. El alto de las lomas coincide con la cresta de anticlinales desarrollados sobre fallas con desplazamiento oblicuo y las depresiones ocupan el flanco trasero. Una de las fallas en dirección importantes de la isla de La Española, la falla de Enriquillo, cruza la cartografía de oeste a este. La actividad neotectónica es responsable de los principales rasgos morfológicos del paisaje y los terremotos asociados son un riesgo potencial para la población. Junto a las formas estructurales, otras formas importantes son los fondos de cañadas torrenciales que inciden la sierra de Bahoruco y los abanicos aluviales construidos en las depresiones de Jimaní y El Limón. Entre éstos destaca el Arroyo Blanco, que presenta una actividad catastrófica recurrente para el pueblo de Jimaní. Las formas lacustres están representadas por los lagos Enriquillo, Etang Saumâtre y la laguna de El Limón actualmente seca. Los principales acuíferos se encuentran en las gravas y arenas que rellenan las depresiones de El Limón y de Jimaní. Los abanicos aluviales trasvasan las aguas subterráneas hacia los depósitos del valle. Este recurso permite el desarrollo de agricultura regada por aguas subterráneas. Por el momento no existe actividad minera. La investigación de hidrocarburos realizada en el valle de Enriquillo no ha revelado prospectos atractivos en la Hoja de Jimaní. Los recursos industriales potenciales son la extracción de caliza en la sierra de Bahoruco y de gravas aluviales. La Hoja de Jimaní contiene lugares de interés geológico (LIGS) significativos de la actividad neotectónica y de la historia del avance y retirada del mar en el Holoceno que han culminado en la creación del lago Enriquillo.

ABSTRACT

The Jimaní Sheet is located in the boundary between the sierra de Bahoruco and the Enriquillo valley. The valley has a semi-desertic climate which contrasts with the more humid and fresh conditions at the highs of the sierra. The sierra de Bahoruco is made of Oligocene and Miocene platform limestones (Barahona Mb), raised in faults blocks over the Pliocene-Pleistocene sediments of the Enriquillo basin. The succession in Enriquillo consists of calcilutites and sandstones deposited in a shallow embayment with brackish water (Las Salinas Fm), coral limestones and marly-limestones deposited in restricted environments and alluvial fan conglomerates (Jimaní Fm) and marine quaternary sediments, including a fringing coral reef, replaced by Recent alluvial sediments. The structure of the sierra de Bahoruco is dominated by E-W en echelon folds, with open limbs and strike-slip faults oriented NW-SE, E-W and NE-SW. The first two systems count for the relief up to 1 km of the sierras front. The main fisiographic features at the foot of the sierra are fault-formed structures as elongated depressions separated by ridges. The top of the ridges coincide with the crest of anticlinal folds cored by oblique-slip faults. At a bigger scale, one of the major strike-slip faults of La Hispaniola, the Enriquillo fault, intersects the map from west to east. The neotectonic activity is responsable for the main geomorphic features and the risk of potential earthquakes is high for the populated village of Jimaní.

Other important geomorphic features are torrential valleys and corresponding alluvial fans built in the Jimaní and El Limon depressions. The biggest of all is the Arroyo Blanco, with a drainage basin of 139 km² and a catastrophic activity threatening the Jimaní village. Endorreic lacustrine forms are represented by the Enriquillo, Etang Saumâtre and El Limón lakes. The main aquifers in order of extension and permeability, develop in the gravels and sandstones infilling the El Limón and Jimaní depressions. Alluvial fans transfer the underground waters to the valley deposits, allowing the development of agriculture on this surfaces, pumping the water from wells. There is no mining activity. The exploration for oil in the Enriquillo valley has not revealed attractive prospects in the terrain covered by the map. Potential industrial rocks are the limestones in the sierra de Bahoruco and the gravel of alluvial fans. The Jimaní Sheet includes some remarkable geological points representative of the neotectonic activity and the history of advance and retreat of the sea in the Holocene, which culminates in the present Enriquillo lake.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Metodología	1
1.2. Situación geográfica	4
1.3. Marco geológico	7
1.4. Antecedentes	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. Neógeno	16
2.1.1. Miembro Barahona de la Fm Sombrerito. Calizas masivas con foraminíferos planctónicos, bentónicos y corales (1). Oligoceno-Mioceno. P ₃ – N ₁	16
2.1.2. Formación Las Salinas. Calcilutitas laminadas, areniscas bioclásticas y conglomerados (2). Plioceno. N ₂	18
2.2. Plioceno-Pleistoceno	20
<u>2.2.1. Formación de Caliza de Jimaní</u>	20
2.2.1.1. Formación Jimaní. Calizas con corales y coquinas de bivalvos y gasterópodos (3). Plioceno-Pleistoceno. N ₂ – Q ₁₋₃	22
2.2.1.2. Formación Jimaní. Margocalizas con lumaquelas de bivalvos (4). Pleistoceno. Q ₁₋₃	22
2.2.1.3. Formación Jimaní. Conglomerados de cantos calcáreos (5). Pleistoceno. Q ₁₋₃	23
2.2.1.4. Formación Jimaní. Calizas con corales y coquinas (6). Pleistoceno. Q ₁₋₃	24
2.3. Holoceno marino	25
2.3.1. Arrecife de coral (7). Bioconstrucciones de algas (8). Holoceno. Q ₄	25

2.3.2. Limos, areniscas y conglomerados aluviales (9). Holoceno. Q ₄	30
2.4. Holoceno continental	32
2.4.1. Terrazas y depósitos relictos de abanico aluvial. Conglomerados de cantos calcáreos (10). Holoceno. Q ₄	32
2.4.2. Depósitos de abanico aluvial. Conglomerados de cantos calcáreos (11). Holoceno. Q ₄	33
2.4.3. Coluviones. Arenas, limos y cantos (12). Holoceno. Q ₄	34
2.4.4. Fondos de valle. Conglomerados de cantos calcáreos (13). Holoceno. Q ₄	34
2.4.5. Masa heterolítica de roca deslizada y coluviones de bloques (14). Holoceno. Q ₄	34
2.4.6. Depósitos aluviales-coluviales. Limos marrones, arenas y pasadas de conglomerado (15). Holoceno. Q ₄	35
2.4.7. Relleno de depresión endorreica. Limo, arena y conglomerado (16). Relleno de depresión lacustre endorreica con vegetación acuática. Limo (17). Holoceno. Q ₄	35
2.4.8. Depósitos eólicos costeros. (18). Depósitos de playa lacustre. Arena y limo (19). Holoceno. Q ₄	35
3. TECTONICA	36
3.1. Contexto geodinámico	36
3.2. Estructura de las sierras de Neiba, Bahoruco y Martín García y de las cuencas de San Juan, Enriquillo y Azua	40
3.3. Edad de la deformación	50
3.4. Estructura de la Hoja de Jimaní	51
<u>3.4.1. Estructura de la sierra de Bahoruco</u>	<u>51</u>
<u>3.4.2. Estructura del margen sur de la Cuenca de Enriquillo</u>	<u>54</u>
<u>3.4.3. La falla de Enriquillo</u>	<u>55</u>

4. GEOMORFOLOGÍA	58
4.1. Análisis geomorfológico	58
<u>4.1.1. Estudio morfoestructural</u>	59
4.1.1.1. Formas estructurales	59
<u>4.1.2. Estudio del modelado</u>	59
4.1.2.1. Formas gravitacionales	60
4.1.2.2. Formas fluviales	60
4.1.2.3. Formas eólicas	62
4.1.2.4. Formas lacustres y endorreicas	62
4.1.2.5. Formas marinas-litorales	63
4.1.2.6. Formas de meteorización química	63
4.1.2.7. Formas poligénicas	63
4.2. Evolución e historia geomorfológica	64
5. HISTORIA GEOLÓGICA	66
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	70
6.1. Hidrogeología	70
<u>6.1.1. Hidrología y climatología</u>	70
<u>6.1.2. Hidrogeología</u>	71
6.2. Recursos minerales	75
<u>6.2.1. Hidrocarburos</u>	75
<u>6.2.2. Rocas industriales</u>	79
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	79
7.1. Descripción de los L.I.G	80

<u>7.1.1. Terraza aluvial basculada por la falla de Enriquillo</u>	80
<u>7.1.2. Cuaternario marino deformado en la Cañada Honda</u>	81
8. BIBLIOGRAFÍA	83

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales 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 de la Dirección General de Minería (DGM), del denominado Proyecto L, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto K, adjudicado al mismo consorcio.

Este Proyecto comprende, a su vez, dos zonas bien diferenciadas, denominadas Zona L-Este y L-Suroeste, que se localizan en prolongación hacia el este y el oeste, respectivamente, del Proyecto C, primero de estas características que fue ejecutado en el periodo 1997-2000. El Proyecto L incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 21 mapas geológicos a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1.1):

Zona L-Este:

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

Zona L-Suroeste:

- Jimaní (La Descubierta, 5871-I; Duvergé, 5871-II; Jimaní, 5871-III y Boca Cachón, 5871-IV)
- Neiba (Villarmando, 5971-I; Vicente Noble, 5971-II; Neiba, 5971-III y Galván, 5971-IV)
- Barahona (Barahona, 5970-I y Las Salinas, 5970-IV)
- Azua (Barrero, 6070-IV)

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

En la Zona L-Suroeste, donde se inscribe la Hoja de Jimaní, se ha utilizado información académica en forma de tesis y publicaciones en revistas especializadas además de trabajos de exploración de hidrocarburos y de hidrogeología aplicada. La cartografía se ha realizado con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 del año 1960, cedidas por la DGM. Los puntos de observación y toma de muestras se han posicionado por GPS. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR, especialmente útiles para revelar lineamientos y fracturas. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes han sido de gran utilidad la información de los pozos de petróleo, los mapas de isóbatas y las líneas sísmicas producidas por la compañía Canadian Superior y el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG, 1997; García Lobón, 2004).

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

Figura 1.1. Mapa Geológico de La Española

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

1.2. Situación geográfica

Desde el punto de vista fisiográfico, la Zona Suroeste del Proyecto L se caracteriza por la presencia de una llanura interna, el valle de Enriquillo o de Neiba, delimitado al norte y al sur por relieves elevados de las sierras de Neiba y de Bahoruco (Fig. 1.2). La sierra de Neiba está representada por sus dos terceras partes meridionales, que incluyen los relieves principales, mientras que la sierra de Bahoruco está representada únicamente por su vertiente norte. La zona cartografiada incluye también las estribaciones occidentales de la sierra de Martín García.

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

Desde el punto de vista administrativo, la zona de proyecto ocupa las provincias de Bahoruco, Independencia, Barahona y San Juan con una población estimada algo superior a 300.000 habitantes, de los cuales aproximadamente el 40% vive en zonas rurales y el 60% en los principales municipios, entre los que destacan Barahona (77.000 habitantes), Neiba (47.000), Tamayo (22.000), Vicente Noble (21.000,) Galván (16.000), Cabral (16.000),

Figura 1.2. Dominios Fisiográficos de la República Dominicana

Duvergé (15.000), Villa Jaragua (12.000), Jimaní (9.000), Fundación (9.000), Los Ríos (8.000), La Descubierta (7.000), Las Salinas (7.000), Cristóbal (6.000) y Postrer Río (6.000) (datos de Acuater 2000).

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

Pertenece al cuadrante de Jimaní, la Hoja a escala 1:50.000 de Jimaní (5871-III) se localiza en la frontera con Haití a unos 200 km al oeste en línea recta de la capital Santo Domingo. La principal vía de acceso es la carretera de Barahona que sigue la costa sur y conecta con la carretera periférica del Lago Enriquillo, desde donde puede accederse a Jimaní ya sea por el lado norte, vía Neiba o por el lado sur, vía Duvergé. El paso fronterizo de Jimaní está conectado directamente con la capital de Haití Port-au-Prince.

La carretera Duvergé-Jimaní es el principal eje de acceso a numerosas pistas de poco recorrido que permiten la aproximación a las áreas elevadas de la sierra de Bahoruco, que en general se recorren a pie por caminos que cruzan la frontera con Haití. Una pista importante bordea la orilla del lago Enriquillo favoreciendo el acceso a la vertiente norte de la Loma del Derrico. Fuera de los pueblos de Jimaní y El Limón hay grandes áreas despobladas debido a la escasez de agua y al clima semi-desértico.

La orografía es montañosa. Parte del territorio está ocupado por la vertiente de la sierra de Bahoruco, alineada NO-SE, con desniveles máximos de 1080 metros en el extremo oriental de la cartografía. Al pie de la sierra de Bahoruco existen depresiones alargadas a cotas próximas al nivel del mar separadas por lomas que culminan a 402 m de altura en la Loma del Derrico. Al norte de la cartografía comienza un área extensa bajo el nivel del mar ocupada por el lago Enriquillo, y un entrante del Etang Saumâtre que se extiende hacia Haití. La red fluvial está integrada por cañadas de carácter estacional, exceptuando el

Arroyo Blanco que lleva agua de forma permanente y responde con crecidas violentas durante las grandes tormentas.

Según Acuater (2000) la precipitación promedio sobre el lago Enriquillo se aproxima a 600 mm/a, con un régimen de lluvias en general de tipo bimodal marcado por una época lluviosa en la primavera (meses de mayo y junio) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en julio. La temperatura media anual en el valle fluctúa entre 22 y 29°C, con una variación intra-anual entre 3 y 4°C, con máximas en Jimaní que superan los 40°. El período más caluroso corresponde a los meses de julio y agosto y el más fresco, a los meses de enero y febrero. La vertiente norte de la sierra de Bahoruco presenta una climatología más húmeda y fresca, capaz de soportar bosques, pero se halla deforestada debido a la actividad del carbón. La vegetación en el llano es de tipo desértico con arbustos espinosos y cactus.

1.3. Marco geológico

El área suroeste de la República Dominicana se caracteriza por cuencas sedimentarias alargadas separadas por sierras formadas en bloques elevados sobre fallas (Fig. 1.3). Las sierras están formadas por rocas del Cretácico hasta el Mioceno y las cuencas han acumulado sedimentos desde el Neógeno al Cuaternario.

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

Otro elemento estructural en la región es la cresta oceánica de Beata (Heubeck y Mann, 1991), que forma un promontorio alargado NNE-SSO con forma de cuña hacia el norte que incide transversalmente a la dirección de las estructuras de la isla La Española. Según Heubeck y Mann (1991) y Mann *et al.* (1991c), la cresta de Beata produjo a partir del

Figura 1.3. Mapa Geol. de la mitad meridional de la República Dominicana

Plioceno Medio una tectónica de indentación empujada desde el margen opuesto bajo el que subduce (Mauffret y Leroy, 1997).

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

1.4. Antecedentes

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

Al margen de las investigaciones petroleras, se produce tras la década de los setenta un impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana con la elaboración de tesis doctorales o de licenciatura, entre las que destacan: Llinás (1971, 1972), es una de las primeras tesis elaborada por un Ingeniero Geólogo dominicano, que estudia el margen norte de la sierra de Bahoruco y la Cuenca de Enriquillo; De León (1983) estudia las características geológicas e hidrogeológicas de la región SO; Mann (1983), centrada en la estructura y estratigrafía de la Cuenca de Enriquillo; Cooper (1983), sobre la estratigrafía y tectónica de la sierra de Martín García; Breuner (1985) estudia la sierra de Neiba; Van der

Berghe (1983) las sierras de La Selle y Bahoruco; Mercier de Lepinay (1987) desarrolla un estudio estratigráfico y estructural del conjunto de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica; y Heubeck (1988) realiza un trabajo esencial para la comprensión de las unidades paleógenas del extremo SE del Cinturón de Peralta.

A esta época pertenecen también las publicaciones de Bourgois *et al.* (1979) que presenta el primer corte de la sierra de Neiba, Biju-Duval (1983) sobre los aspectos estratigráficos y estructurales de la porción emergida y sumergida del sur de la República Dominicana, y Mann *et al.* (1984) y Taylor *et al.*, (1985) que realizan las primeras descripciones detalladas y dataciones absolutas del arrecife holoceno que rodea el lago Enriquillo. Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de unidades estratigráficas, la Dirección General de Minería 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).

Respecto a las cartografías geológicas de síntesis, existe la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con el BRG alemán (Toloczyki y Ramírez, 1991).

Esta colaboración también condujo a la realización del mapa geológico a escala 1:100.000 del cuadrante de San Juan (García y Harms, 1988). La cartografía más reciente de Mann *et al.* (1991a) acompaña el volumen especial (262) de la Sociedad Geológica de América dedicado a La Española, que resulta un documento básico para trabajos posteriores.

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

Varios artículos relevantes se encuentran en el citado volumen especial (262) de la Sociedad Geológica de América: Dolan *et al.* (1991) presentan una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico; Heubeck y

Mann (1991) se centran en la estructura y evolución tectónica de la terminación suroriental de la Cordillera Central; McLaughlin *et al.* (1991) describen la bioestratigrafía y paleogeografía de las cuencas de Azua y Enriquillo; y finalmente Mann *et al.* (1991c) proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas.

Entre las publicaciones recientes destacan el modelo geodinámico de la región NE de la Placa del Caribe de Mann *et al.* (1995); el modelo tectónico y neotectónico del margen septentrional de la placa del Caribe propuesto por Dolan y Mann (1998); la síntesis actualizada de la Cuenca de Enriquillo de Mann *et al.* (1999) que incluye una revisión de la geología del subsuelo utilizando datos sísmicos de la Canadian Oil Company; el trabajo de Pubellier *et al.* (2000) sobre la evolución estructural del sector meridional de La Española y el artículo de Mann *et al.* (2002) que cuantifica el desplazamiento de la placa del Caribe a partir de medidas de posicionamiento global.

2. ESTRATIGRAFIA

Las cartografías del Proyecto L-Zona Suroeste incluyen cuatro dominios geológicos con diferentes unidades estratigráficas: la sierra de Neiba, la sierra de Bahoruco, la sierra de Martín García y la cuenca sedimentaria de Enriquillo (Fig. 2.1). La equivalencia de las unidades estratigráficas definidas históricamente en los diferentes dominios se muestra en el cuadro de la figura 2.2.

La sierra de Neiba forma parte del denominado terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, unidad que en su descripción original también incluye a la Cuenca de Enriquillo (Mann *et al.* 1991). Está formada casi enteramente por calizas de edad Eoceno-Mioceno Inferior (Fm Neiba y equivalentes) y en menor proporción por margo-calizas de edad Mioceno (Fm Sombrerito y equivalentes). Aunque en la bibliografía se cita la presencia de formaciones volcanosedimentarias en el núcleo de los anticlinales que podrían formar el basamento de la sierra (p.ej. Mann *et al.* 1991), durante la realización de los mapas de Galván y La Descubierta se ha comprobado que estas rocas se hallan intercaladas entre las formaciones calcáreas del Eoceno-Mioceno Inferior. A excepción de una pequeña escama de caliza de edad Cretácico Superior asociada a rocas volcánicas, se desconoce la naturaleza del sustrato de la sierra de Neiba.

Figura 2.1. Mapa Geológico de la Zona L-SO

Figura 2.1. (cont). Leyenda Mapa Geológico de la Zona L-SO

Fig. 2.2. Cuadro Equivalencia Unidades Zona L-SO

La denominación del terreno Hotte-Selle-Bahoruco (Mann *et al.* 1991) procede de los nombres de las tres sierras contiguas, las dos primeras en Haití y la segunda en la República Dominicana, que se extienden de oeste a este por el sur de La Española. La formación más representativa es la Fm Dumisseau (Maurrasse *et al.*, 1979) en el macizo de La Selle, que consiste en una alternancia de más de 1.500 m de espesor de basaltos y *pillow* basaltos no metamórficos, doleritas, calizas pelágicas, cherts, limolitas silíceas y areniscas volcanogénicas, datada por paleontología (Maurrasse *et al.*, 1979) o por métodos radiogénicos (Sayeed *et al.*, 1978; van der Berghe, 1983, Bellon *et al.*, 1985) entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior. En el macizo de la Hotte y en la sierra de Bahoruco hay formaciones basálticas equivalentes a la Fm Dumisseau, con edades del Maastrichtiano-Paleoceno (Fm Macaya) en el primer caso y del Maastrichtiano en el segundo. Las similitudes petrológicas y geoquímicas entre los basaltos de la Fm Dumisseau y los basaltos perforados en el Mar del Caribe en el DSDP (p.ej. el "horizonte B", de edad Coniaciano-Campaniano) no ofrecen duda alguna sobre la interpretación del terreno de Hotte-Selle-Bahoruco (Mann *et al.*, 1991) como un fragmento emergido de la meseta oceánica del Caribe (Maurrasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Girard *et al.* 1982). Sobre la Fm Dumisseau y sus equivalentes existe una importante discordancia que marca el final del volcanismo basáltico y el comienzo de la sedimentación de facies carbonatadas con ocurrencias volcánicas del intervalo Cretácico terminal-Mioceno. Concretamente en la sierra de Bahoruco, Llinás (1971, 1972) y Mann *et al.* (1991) sitúan por encima de la citada discordancia a la formación Río Arriba del Cretácico terminal (> 500 m de espesor) y sobre ella una serie de calizas pelágicas del Eoceno asimilable a la Fm Neiba (1000-1500 m), seguida de carbonatos masivos en facies someras (Mb Barahona), que por su edad Miocena se correlacionan con la Fm Sombrerito. De todas las formaciones mencionadas, las únicas presentes en la vertiente norte de la sierra de Bahoruco son las estratigráficamente más altas, es decir, la Fm Neiba y el Mb Barahona.

Por correlación estratigráfica de las Fms Neiba y Sombrerito, la sierra de Martín García se ha situado en el mismo dominio paleogeográfico que la sierra de Bahoruco (Cooper 1983). Esta posición es cuestionable debido a la presencia de facies tanto de la parte oriental de la sierra de Neiba como de la vertiente norte de la sierra de Bahoruco. Otro problema es la continuación hacia el este de las rocas que forman la sierra de Martín García por las pequeñas sierras calcáreas que bordean la bahía de Ocoa, donde la Fm Sombrerito presenta facies someras similares a la sierra de Bahoruco.

La Cuenca de Enriquillo se extiende con una dirección ONO-ESE entre las sierras de Neiba y Bahoruco hasta la bahía de Neiba al sur de la sierra de Martín García. Se prolonga por el norte de esta sierra con el nombre de Cuenca de Azua hasta las proximidades de la bahía de Ocoa donde queda bruscamente interrumpida por las estribaciones meridionales de la Cordillera Central. La Cuenca de Azua hace de conexión con la Cuenca de San Juan representada en la esquina NE de la zona de proyecto.

Las cuencas de Enriquillo, Azua y San Juan están rellenas por materiales del Mioceno al Cuaternario formando una secuencia somerizante de más de 4.000 de espesor que se inicia por sedimentos marinos y termina por sedimentos continentales (McLaughlin *et al.*, 1991). Sobre la caliza de plataforma abierta del Mb Barahona hay rocas clásticas de tipo turbidítico de ambiente marino profundo (Fm Trinchera), rocas clásticas marinas de grano fino depositadas en la plataforma (Fm Quita Coraza), halita y yeso en el centro de la Cuenca de Enriquillo (Fm Angostura), sedimentos detríticos groseros de ambiente marino somero y fluvial (Fm Arroyo Blanco), sedimentos detríticos de grano fino depositados en una bahía con exceso de salinidad (Fm Las Salinas), sedimentos clásticos groseros aluviales (Fm Arroyo seco) y calizas arrecifales y margocalizas supralitorales con intercalaciones detríticas (Fm Jimaní).

El mapa geológico 1:50.000 de Jimaní contiene sedimentos de cuatro secuencias diferentes de edad neógena y cuaternaria. La primera incluye el Miembro de Calizas de Bahoruco de edad oligo-miocena, la segunda secuencia incluye las Fms Las Salinas y Jimaní de edad Plioceno-Pleistoceno, la tercera es el Holoceno marino y la cuarta el Holoceno continental de los sistemas deposicionales actuales.

2.1. Neógeno

2.1.1. Miembro Barahona de la Fm Sombrerito. Calizas masivas con foraminíferos planctónicos, bentónicos y corales (1). Oligoceno-Mioceno. P₃– N₁

Se denomina Miembro Barahona a una unidad de calizas masivas con edad equivalente a la Fm Sombrerito formada por margas con intercalaciones de calcarenitas y abundantes foraminíferos planctónicos. El Mb Barahona aflora principalmente en la sierra de Bahoruco y la Fm sombrerito en la sierra de Neiba y la Cuenca de San Juan.

El Mb Barahona forma la superficie de caliza del lado norte de la sierra de Bahoruco, limitada por fallas de los sedimentos más recientes de la Cuenca de Enriquillo. Su base no aflora en la Hoja de Jimaní, en otras localidades de las sierras de Bahoruco y Neiba se define por la superposición de calizas masivas con corales y fauna bentónica y planctónica de edad oligo-miocena sobre calizas en capas delgadas con sílex y fauna planctónica del Eoceno Superior-Oligoceno pertenecientes a la formación Neiba superior. El techo es una discordancia con paleorelieve desplazada por fallas, sobre la que se acuñan hacia el sur las formaciones del Plio-Pleistoceno (Fig. 3.6).

El espesor mínimo de Caliza de Barahona que aflora en la Hoja de Jimaní es de 500 metros, aunque es posible que el espesor total sea muy superior, considerando que bajo la Cuenca de Enriquillo el sondeo Cabritos-1 atraviesa 1000 metros de esta unidad. En superficie presenta un color gris claro y aspecto monótono organizada en estratos de espesor métrico con superficies mal definidas. Únicamente en una localidad situada 2.5 km al oeste de Loma Casimiro se ha observado una estratificación en capas delgadas y pequeños nódulos de sílex. Se reconocen cuatro microfacies: a.- Caliza de color claro con foraminíferos planctónicos (globigerínidos), foraminíferos bentónicos, radiolarios, espículas; b.- Caliza de color claro con lepidocyclinas y foraminíferos bentónicos; c.- Caliza de color claro con coralarios, algas melobesias, equinodermos, lamelibránquios y foraminíferos bentónicos; d.- Caliza de color claro con intraclastos que le confieren un aspecto de brecha. Esta última es posiblemente una textura secundaria diagenética. Las facies descritas corresponden a la parte externa de una plataforma de carbonatos abierta al océano y al área más somera próxima a la plataforma interna, como indican las pequeñas bioconstrucciones de corales distribuidas por toda la sucesión.

En una muestra se ha determinado una asociación del Eoceno Medio-Eoceno Superior y tal vez Oligoceno, con: *Pseudochrysalidina floridana*, *Praerhapydionina*, *Peneropllys* sp. y *Archaias* cf. *asmaricus*; y tres muestras contienen una asociación del Oligoceno: *Lepidocyclina* (Eulepidina) *undosa*, *Lepidocyclina* (Lepidocyclina) *mantelli*, y *Archaias* cf. *asmaricus*. El resto de muestras se asignan al Mioceno o al Mioceno-Plioceno por la siguiente asociación: *Annulosorites spiralis*, *Sphaerogypsina globula*, *Sphaerogypsina* sp., *Archaias angulatus*, *Misorites americanus*, *Peneropllys* sp., *Dendritina* sp., *Orbulina universa*, *Globoquadrina* af. *altispira*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Globigerinita?* sp., *Catapsydrax?* sp., *Praeorbulina?* sp., *Amphistegina* sp., rotálidos. Se concluye que la formación incluye con seguridad los pisos Oligoceno y Mioceno, aunque el

rango máximo de edad se extiende entre el Eoceno Medio y el Plioceno. Los estratos datados del Oligoceno se hallan en el sur de la sierra, a lo largo de la frontera con Haití, mientras que el borde norte de la sierra es de edad más reciente, miocena y tal vez pliocena.

2.1.2. Formación Las Salinas. Calcilutitas laminadas, areniscas bioclásticas y conglomerados (2). Plioceno. N₂

La Formación Las Salinas fue definida por Olsson y Bermúdez (Bermúdez, 1949) y descrita por Cooke (1920) en la extremidad oriental de la Loma de Sal y Yeso cerca del pueblo de Las Salinas (Hoja de Las Salinas). Posteriormente ha sido descrita por Llinás, 1971; McLaughlin *et al.* (1991) y Nicol (2004). La base es una falla que la separa de yesos de La Fm Angostura y el techo es una discordancia bajo calizas con coquinas de la Fm Jimaní (Llinás, 1971). La sucesión se inicia por una capa guía de caliza con moluscos, seguida de una alternancia de capas delgadas de areniscas y lutitas laminadas grises y azules, que hacia el techo intercalan capas gruesas de areniscas y conglomerados. El espesor máximo (2000 m) se localiza en el sondeo Charco Largo sobre el centro de la Cuenca de Enriquillo.

En la Hoja de Jimaní la Fm Las Salinas aflora en la ladera norte de la Loma El Derrico con un buzamiento general hacia el sur, interrumpido por zonas de fallas y pliegues. El espesor estimado es de 970 m en la sección del barranco del Aculadero, aunque el espesor total debe ser mayor considerando que la parte inferior de la sucesión está oculta bajo el arrecife holoceno. Hacia el norte gradúa en lateral en el subsuelo a 520 m de conglomerado, arenisca y arcilla con niveles de conchas, atravesados en el sondeo Cabritos-1 (Fig. 3.6, corte A-A') e incluidos en la Formación Arroyo Blanco por De León 1983). Hacia el sur termina en el subsuelo contra las fallas y el paleorelieve del margen de la sierra de Bahoruco. El techo es un contacto discordante que superpone calizas con corales y coquinas de la Fm Jimaní sobre brechas y/o areniscas y calcilutitas. La superficie de erosión trunca sedimentos más antiguos hacia el este. La sección más completa se localiza en el barranco del Aculadero (McLaughlin *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1999). Los espesores de los tramos que se dan a continuación están calculados con el mapa geológico y son aproximados.

Tramo-1. (100 m). La base es una zona de fallas inversas y pliegues. Se compone de calcilutitas de color pardo-marrón, gris, a veces verdosas, con algunos granos de yeso y

cuarzo y horizontes de acumulación de pequeños bivalvos y gasterópodos. Intercalan capas delgadas de areniscas finas con laminación paralela y más raramente *ripple*.

Tramo-2. (750 m). Se inicia por unos 5 metros de brechas con base canaliforme. Los cantos subredondeados entre matriz de lutita son de caliza blanca con corales, moluscos y gasterópodos y micrita con *borings*. El resto de la sucesión son capas delgadas de calcilutitas laminadas con granos de yeso y cuarzo, y areniscas finas con esporádicos moldes de evaporitas. A 450 m de la base hay capas centimétricas de gypsarenitas.

La base de este tramo se ha observado asimismo en el Arroyo El Puente, situado 3.5 km al oeste de la Cañada El Aculadero. En esta localidad incluye varias capas gruesas de arenisca con pliegues de *slump*, arenisca y conglomerado con estructuras de escape de agua y relleno por agradación lateral, arenisca con ripples simétricos de oleaje y canales de conglomerado con cantos de diámetro hasta 20 cm. Tanto un eje de slump abatido como las crestas de los ripples se orientan este-oeste.

Tramo-3. (120 m). Se inicia por una capa de arenisca de 1 m de espesor y otras capas más delgadas de arenisca y microconglomerado entre calcilutitas pardas. Hacia la mitad del tramo intercala capas de areniscas de granos calcáreos, capas de brechas con cantos de caliza de hasta 6 cm de diámetro y conglomerados. Las calcilutitas contienen horizontes delgados de acumulación de bivalvos y *slumps* y coladas fangosas de cantos. En la parte alta hay un cuerpo de conglomerado de 10 m de espesor, capas métricas de arenisca y justo bajo la caliza de la base de la Fm Jimaní hay una capa masiva de 6 metros de brechas calcáreas. Lateralmente los niveles de conglomerado y brecha se adelgazan y terminan hacia el noroeste y el este, posiblemente bajo la discordancia de la Fm Jimaní. En la sección del Arroyo el Puente anteriormente citada se han observado en la parte alta secuencias granocrecientes que se inician por lutitas y areniscas con *ripples* de oscilación (depósitos distales de barras) y terminan por capas paralelas con acumulaciones de conchas y grava, interpretadas como barras.

Los levigados realizados en el conjunto de la sección de la Cañada El Aculadero contienen ostrácodos, dientes de peces y otolitos, globigerínidos, algún radiolario, espículas (sólo la parte superior) y foraminíferos. Entre estos últimos se han determinado: *Ammonia* sp., *A. tepida*, *A. af. tepida*, *A. gr. beccarii*, *A. af. prelucida*, *Criboelphidium* sp., *C. af. vadescens*, *Elphidium* sp., *Lenticulina af. cultrata*, *Nonion* sp., *Brizalina* sp., *Bolivina* sp. Según Mann et

al. (1991), los ostrácodos se asignan a las biozonas de *Cyprideis subquadraregularis* y de *Cyprideis salebrosa*, que determinan una edad pliocena.

El ambiente deposicional de la Fm las Salinas es una bahía somera de elevada salinidad y en general baja energía con predominio de decantación de limos. Las intercalaciones de conglomerados en canales y en coladas fangosas se interpretan como depósitos del frente de abanicos deltaicos, estos aportes son más importantes hacia el techo de la sucesión. Las secuencias somerizantes de areniscas con ripples de oscilación y barras indican sedimentación sobre el nivel del oleaje en ambientes costeros.

2.2. Plioceno-Pleistoceno

2.2.1. Formación de Caliza de Jimaní

La Formación Jimaní fue definida por Arick, 1941 (*en* De León, 1983) y más tarde por Olsson (*en* Bermúdez, 1949) al norte del pueblo de Jimaní. Es un conjunto bien estratificado y litificado compuesto por lutitas carbonatadas, calizas fosilíferas, calizas arrecifales y conglomerados que aflora en lomas y llanuras semi-desérticas alargadas NO-SE con relieves que sobrepasan cien metros de altura y separan la depresión del Lago Enriquillo al este del Etang Saumâtre (Haití) al oeste.

El espesor es variable. En el extremo occidental de la Cuenca de Enriquillo se estiman 300 metros en Boca Cachón y unos 500 m en Jimaní, con un máximo de 1000 m si se añade la pila de conglomerados que se indentan con la parte superior de la formación. En el flanco norte del Lago Enriquillo (mapa de La Descubierta al este del pueblo de Barbarita), McLaughlin *et al.* (1991) asocian a la Fm Jimaní un conjunto de areniscas carbonatadas, arcillas, conglomerados y areniscas que afloran bajo el arrecife holoceno. Esta serie se había atribuido previamente a la Fm Arroyo Blanco, pero es correlacionable con la serie de Jimaní del sur del Lago Enriquillo en base a la aparición del ostrácodo *Campylocythere perieri*. En el centro de la Cuenca de Enriquillo, el sondeo de petróleo Charco Largo-1 cortó entre una cobertera cuaternaria y la Fm Las Salinas una serie de 210 metros de arcillas, areniscas, conglomerados y calizas comparable en facies y edad a la sección tipo de Jimaní (Mann *et al.*, 1999). En la parte noreste de la Cuenca de Enriquillo y en la Cuenca de Azua, los equivalentes laterales de la Formación Jimaní son sedimentos detríticos gruesos de las formaciones de Arroyo Seco y Via, de edad Plioceno Superior-Pleistoceno.

La base de la Fm Jimaní es discordante sobre rocas ligeramente plegadas de la Formación Las Salinas de edad pliocena (McLaughlin y van den Bold, 1991). El techo se observa en la depresión del Limón como un contacto entre calizas con corales y calizas lacustres con gasterópodos de edad pleistocena (Genna, 2004). Más comúnmente la Formación Jimaní está cubierta por conglomerados lateralmente relacionados o discordantes pertenecientes a la Fm Arroyo Seco, o se halla erosionada por el arrecife del Holoceno. El corte típico de la Formación Jimaní establecido en las Hojas de Boca Cachón (Deschamps 2004) y Jimaní (García Senz, 2004) contiene cuatro unidades cartográficas:

1.- Unidad de caliza con corales, gasterópodos y bivalvos. Marca un episodio marino transgresivo sobre la Fm Las Salinas, ésta última caracterizada por un ambiente confinado con restricciones de salinidad.

2.- Unidad con predominio de margas/margocalizas de tonos verdes, grises y ocre y bancos decimétricos de lumaquelas de lamelibranquios, gasterópodos, algas coralináceas y foraminíferos béntónicos. Intercala capas de conglomerados. Representa un ambiente deposicional restringido salobre.

3.- Unidad de calizas arrecifales y calcarenitas con niveles de lumaquelas e intercalaciones de conglomerados. Las calizas de texturas wackestones, floatstones, packstones y grapestones, incluyen oncoides, peloides y clastos muy micríticos y extraclastos de caliza, trazas omnipresentes de actividad bacteriana (encostramientos), algas coralináceas y dasicladáceas y foraminíferos bentónicos. Indican un ambiente entre mediolitoral a supralitoral interno de aguas salobres a dulces y exposiciones en ambiente subaéreo (emersiones con inicio de pedogénesis).

4.- Unidad de conglomerados y brechas con clastos de caliza. El grueso de la unidad son conglomerados depositados en la parte subaérea de abanicos aluviales. Un volumen reducido es subacuático, intercalado entre los carbonatos marinos de las unidades 2 y 3. Los abanicos aluviales se depositaron al pie de las fallas que elevan las sierras de Bahoruco y de Neiba.

La facies, la fauna y el contexto paleogeográfico no muy distinto al actual, indican que la Fm Jimaní se depositó en una bahía poco profunda con conexiones intermitentes con el mar Caribe.

De León (1983) considera la Formación Jimaní de edad plio-pleistocena, en base a la macrofauna (*Chilone cancellata*, *Corbula constricta*, *Arca imbricata*, *Lucina pectinata*, *Batillaria minima*) y en los foraminíferos identificados por Bermúdez (1949): *Elphidium gunteri*, *E. Advenum*, *Palmerinella palmarae*, *Streblus beccarii* var. *ornata*.

Mclaughlin y van der Bold (1991) proponen restringir la edad pleistocena sobre la base de raros casos de *Campylocythere perieri* citados por Bold (1975) en el flanco sur del Lago Enriquillo. La nanoflora recogida en los limos del término margoso de la serie (término b, cf infra) en la subida de la Hoja de Boca Cachón, aunque está generalmente mal conservada, indica una edad comprendida entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno (Deschamps 2004). La presencia del marcador *Gephyrocapsa oceanica* (NN19-21) y la ausencia del marcador *Reticulofenestra lacunosa* (NN15-19) permiten, no obstante, restringir la edad al Pleistoceno Medio-Superior (zonas NN20-21), o sea una edad máxima de unos 0,4 Ma.

2.2.1.1. Formación Jimaní. Calizas con corales y coquinas de bivalvos y gasterópodos (3). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

Es una unidad de caliza que yace sobre las areniscas, limos y conglomerados de la Fm Las Salinas y bajo las margas de la unidad cartográfica (4). Por su resistencia a la erosión produce superficies estructurales en el flanco sur del anticlinal de la Loma del Derrico y en el anticlinal situado al sur de la cañada Charco Salado. Su base forma una cornisa en los últimos metros de la ladera norte de la Loma del Derrico. El espesor disminuye hacia el oeste de unos 150 m a 50 m o menos.

Se compone de capas gruesas de calizas con corales y acumulaciones de moluscos y grandes gasterópodos. Al norte de la cañada Charco Salado forma parches arrecifales discontinuos entre limos pardo-amarillentos. No hay datos biostratigráficos, por su posición estratigráfica su edad se encuadra entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno.

2.2.1.2. Formación Jimaní. Margocalizas con lumaquelas de bivalvos (4). Pleistoceno. Q₁₋₃

El afloramiento más extenso, formado por unos 300 m de limos carbonatados amarillentos, verdosos y grises con lumaquelas de bivalvos y calizas tipo coquina, se sitúa en el núcleo de un anticlinal al norte del pueblo de Limón. Su prolongación hacia el noroeste es una serie monoclinal que se inicia por margas grises y capas de margocaliza con acumulaciones de

bivalvos y termina por una capa de caliza que forma superficies estructurales tipo *chevron*. Sobre esta capa hay limos carbonatados y areniscas de tonos blancos y rosados con pasadas de cantos y decoloraciones causadas por raíces, alternando con canales de brechas y conglomerados pertenecientes a la unidad cartográfica (5). Estas últimas litologías están bien expuestas en el talud de la carretera al este del cerro de La Puerca. Una sucesión comparable de limos carbonatados laminados, areniscas y conglomerados aflora al norte del pueblo de Jimaní, separada por la falla de Enriquillo.

Las muestras analizadas contienen numerosos microfósiles marinos de edad Plioceno-Pleistoceno: *Ammonia* sp., *A. tepida*, *A. gr. beccarii*, *Melonis* af. *padanum*, *Protelphidium* af. *granossum*, *Criboelphidium* af. *vadescens*, *Nonion?* sp., *Cribononion* sp., *Elphidium?* sp., *Quinqueloculina* sp., *Brizalina* sp., *Bolivina* sp., *Cibicides* sp., *Pleurostomella?* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia?* sp., radiolarios?, espículas. Otros fósiles abundantes son ostrácodos, lamelibranquios, gasterópodos, radiolas de equínidos, dientes de peces y tubos calcáreos de bioturbación..

2.2.1.3. Formación Jimaní. Conglomerados de cantos calcáreos (5). Pleistoceno. Q₁₋₃

Una sucesión de conglomerados y brechas con un espesor superior a 500 metros aflora plegada en el frente de la sierra de Bahoruco, formando las lomas del Cerro de la Puerca, Las Trincheras y la Loma de Bartolo. El contacto de los conglomerados con la caliza que forma la sierra de Bahoruco es casi concordante en el arroyo sin nombre que termina antes de Mal Paso y El Jabillar. En el citado arroyo los conglomerados presentan un buzamiento de unos 30 grados hacia el NE, similar al de la caliza. Un kilómetro hacia el suroeste, en el cauce del Arroyo Blanco, los conglomerados tienen un rumbo diferente al de la caliza y terminan bruscamente sobre una superficie inclinada que puede ser la continuación de la falla de la Loma Las Trincheras o una discordancia con paleorelieve.

En el corte del Arroyo Blanco, los conglomerados forman capas amalgamadas, con escasas intercalaciones delgadas y discontinuas de arena o lutita. Muchas capas son masivas con bases canaliformes, otras muestran una estratificación horizontal, alternando niveles de cantos clasificados en tamaños, de angulosidad variable y cementados por carbonato. Tres medidas bidireccionales en las bases de canales se orientan 173°, 93° y 143°, lo que indica paleocorrientes en los cuadrantes NO y SE, paralelas a las depresiones actuales del frente

de la sierra de Bahoruco. Parte de los conglomerados del Cerro de la Puerca se indentan con las calizas margosas de la Fm Jimaní descritas en la unidad cartográfica nº 4.

La ladera norte de la Loma Las Trincheras expone brechas y bloques angulosos buzando hacia la Caliza de Barahona, que forma la parte superior de la loma. Los bloques son derrubios cabalgados provenientes de la erosión de la cresta de caliza elevada por la falla. Un espesor discreto de conglomerados y brechas yace asimismo sobre el bloque norte elevado sobre la falla. La Caliza de Barahona termina sorprendentemente en superficie pocos metros al oeste del corte de la carretera de Jimaní a Duvergé, que sólo muestra sedimentos clásticos con buzamiento importante hacia el sur. El citado corte, de unos 550 m de espesor, se inicia por conglomerados de unos 2 cm de diámetro, con estratificación plano-paralela bien definida y esporádicos interbancos de lutita, que hacia la parte alta intercalan bloques de caliza y clastos angulosos, hasta formar en el alto de la carretera una brecha sin organización con bloques de caliza. La parte alta de la sucesión está de nuevo estratificada y consiste en brechas de pequeño tamaño y pasadas de conglomerados. Siguiendo la dirección de las capas hacia el este, los conglomerados se intercalan entre calizas pertenecientes a la unidad cartográfica nº 6.

Los conglomerados amalgamados se interpretan como depósitos de la parte subaérea del abanico aluvial y se consideran equivalentes de la Fm Arroyo Seco. La interdigitación hacia el norte y hacia el este con calizas someras de las unidades 4 y 6 indica que los abanicos entran en una bahía ocupada por una plataforma de carbonatos.

La edad de esta unidad se atribuye al Pleistoceno por su relación lateral con la parte superior de la Fm Jimaní.

2.2.1.4. Formación Jimaní. Calizas con corales y coquinas (6). Pleistoceno. Q₁₋₃

La cuesta donde se sitúa el pueblo de El Limón está formada por capas de calizas y conglomerados inclinadas hacia el sureste. Los principales paquetes de conglomerado pueden superar 4 metros de espesor y se han cartografiado como indentaciones de la unidad (5). Las calizas contienen corales, acumulaciones de gasterópodos y lamelibranquios (coquinas) y, cerca de la loma de Bartolo, cantos rodados dispersos. En el límite oriental de la cartografía las calizas son discordantes sobre conglomerados y brechas y muestran sobre

la discordancia una disposición progradante hacia la depresión del Limón (Fig. 2.3). El techo de la unidad está cubierto por glaciares y coluviones recientes.

Se interpretan como depósitos de plataforma somera arrecifal que recibe descargas de conglomerados provenientes del abanico deltaico de la Loma de Bartolo.

2.3. Holoceno marino

2.3.1. Arrecife de coral (7). Bioconstrucciones de algas (8). Holoceno. Q₄

Un arrecife holoceno emergido rodea la periferia del Lago Enriquillo y aparece en la isla de Cabritos y en la depresión del Limón al oeste de Duvergé. Yace en contacto discordante sobre un paleorelieve modelado en las formaciones plegadas de Neiba, Sombrerito, Las Salinas y Jimaní, e incluso cubre a abanicos aluviales del final del Pleistoceno. Se halla esencialmente indeformado con una pendiente deposicional entre las cotas 0 y -35m (Fig. 2.4). Su aparición sobre las aguas del lago en el anticlinal de la isla Cabritos sugiere que localmente está afectado por un plegamiento suave (Mann *et al.*, 1984).

Mann *et al.* (1984) y Taylor *et al.* (1985) describen diversas facies repartidas zonalmente de forma perpendicular a la antigua línea de costa. De base a techo distinguen:

a.- Un horizonte basal con ostreidos (*Sognomon alatus*) gasterópodos y bivalvos, con potencia decimétrica, que sirve de sustrato a los corales. Este horizonte, datado como 9960 +/- 100 A.C. (Taylor *et al.*, 1985) indica un ambiente marino muy poco profundo (intermareal) que evoluciona rápidamente hacia condiciones de mar abierto lo que implica un aumento de la profundidad del medio.

Figura 2.3. Discordancia de la Fm Jimaní en El Limón

Fig. 2.4. Reconstr. de la paleocosta holocena

b.- Una unidad biohermal de corales masivos multilobulados y subcolumnares (*Siderastrea sp.* *Montastrea sp.*) de 15 a 20m de espesor, interpretada por Taylor y colaboradores como facies de arrecife externo. Este episodio incluye repeticiones cíclicas con alternancia de sedimentos que inhiben el desarrollo de los corales y etapas de crecimiento del arrecife, con profundidades que oscilan entre 3 y 25 m. Las dataciones por C14 indican para este intervalo edades comprendidas entre 8990 ± 60 A.C. y 6490 ± 130 A.C. (Taylor *et al.*, 1985).

c.- Una unidad masiva con corales ramosos (*Acropora cervicornis*) de potencia métrica a decamétrica, acumulada *in situ* sobre los biohermos formando la cresta de los arrecifes. La zona con *A.cervicornis* proporciona edades entre 6200 ± 80 A.C. y 4760 ± 100 A.C. (Taylor *et al.*, 1985) y es característica de un medio somero de baja energía (<4mts). Corresponde a una fase de crecimiento ascendente rápido del arrecife hasta la proximidad del nivel del mar. Una segunda intercalación de corales masivos (*Lamontastrea annularis*) de espesores más reducidos (3-4 m), puede aparecer por encima de la zona con *A. Cervicornis*.

d.- Una unidad de sedimentos supra-arrecifales. En las zonas que no han sido erosionadas, la unidad de corales ramosos está cubierta por sedimentos muy finos con fragmentos de conchas de la parte trasera del arrecife (*Brachiontes modiolus*, *Lucina pectinata*, *Diplodonta sp.*, *Arca sp.*, *Chama sp.*, *Neritina sp.*, *Tagelus*, *Mytilopsis*), que gradan muy rápidamente hacia el techo a sedimentos lacustres bien estratificados (hasta 2 m de espesor) ricos en gasterópodos (*Hydrobiid sp.*). Estos sedimentos muestran la evolución gradual de condiciones salobres a un medio lacustre de agua dulce, marcando el final de las condiciones marinas en la cuenca. La edad más reciente obtenida en estos niveles es de 2820 ± 40 A.C. (Taylor *et al.*, 1985).

e.- Construcciones de aspecto poroso, forma hemisférica, coronan de manera discontinua los arrecifes formando pequeños macizos de potencia métrica. Según Mann *et al.* (1984) están formados por partículas de calcita baja en magnesio con escaso cemento. Su morfología es similar a los modernos estromatolitos intermareales. La presencia de numerosos restos de gasterópodos (*Hydrobiid sp.*) es indicativa también de un medio salobre. Su emplazamiento es sincrónico o ligeramente posterior a la de los sedimentos supra-arrecifales. Este nivel a la actual cota de 0 metros termina la formación arrecifal holocena.

La fauna arrecifal holocena de Enriquillo engloba una treintena de especies de escleractínidos e hidrocorolarios asociados a numerosas especies de lamelibranquios y gasterópodos. Esta fauna es común en los arrecifes caribeños modernos, la ausencia de algunas especies características de corales se cree debida a las condiciones de baja energía del depósito.

De acuerdo con las edades mencionadas anteriormente, el crecimiento del arrecife coralino comienza en el año -9020 A.C. y se interrumpe en el año -4760 A.C. El cese del crecimiento arrecifal fue heterócrono a escala local (Stemann y Johnson 1992). La retirada definitiva del mar y el tránsito a un régimen lacustre lo marca la edad de 2820 A.C. obtenida en los sedimentos suprarrecifales.

El arrecife se desarrolló como consecuencia de la rápida elevación del nivel marino después del último episodio post-glacial, que provocó la entrada del mar Caribe en la depresión de Enriquillo desde la bahía de Neiba (alrededor de -9000 años A.C.). Más tarde, hacia - 5000 años A.C., los depósitos deltaicos del río Yaque del Sur colmataron su desembocadura y provocaron junto con la elevación tectónica, la desconexión con la bahía y la muerte del arrecife (Mann *et al.* 1984; Taylor *et al.* 1985). La evaporación rápida de la superficie lacustre en clima árido ha creado el lago salino actual de Enriquillo con una superficie oscilante alrededor de la cota -42 m y ha permitido la exposición completa de la secuencia arrecifal. Las condiciones excepcionales de observación y de conservación (ausencia de compactación y de recristalizaciones diagénéticas) lo convierten en un lugar privilegiado para los estudios paleoambientales y paleobatimétricos.

En el mapa de Jimaní, el arrecife Holoceno se observa en el margen sur del Lago Enriquillo formando una cornisa horizontal separada de las playas del lago por un talud que desciende de la cota cero a -30 metros. Las mejores observaciones de la secuencia estratigráfica se hacen en los cauces del arroyo El Puente y las cañadas de El Aculadero y La Zanja. En la cartografía se ha distinguido el cuerpo del arrecife que agrupa las unidades (a-d) anteriormente descritas (unidad cartográfica nº 7), y el nivel de algas superior (e) que aflora en la superficie llana de la cornisa (unidad cartográfica nº 8). El nivel de algas termina hacia costa en depósitos de cantos rodados de playa y pequeñas construcciones de serpúlidos. Estos depósitos se relacionan lateralmente y son cubiertos por una unidad detrítica (unidad cartográfica nº 9) que se describe a continuación.

2.3.2. Limos, areniscas y conglomerados aluviales (9). Holoceno. Q₄

Esta unidad agrupa todos los sedimentos detríticos relacionados lateralmente con el arrecife de coral. Aunque las relaciones de facies no se conocen con exactitud, se presentan de forma esquemática en la figura 2.3.

Remontando el corte de la cañada El Aculadero de NE a SO se observan primero conglomerados y brechas de abanico aluvial con fragmentos de coral transportados y más adelante corales en posición de vida rodeados por cantos, arrecifes creciendo sobre los lechos de conglomerados y conglomerados con restos de corales cubriendo los arrecifes. La apariencia es que los sedimentos de abanico aluvial y los arrecifes coexisten de forma episódica. Cañada arriba hay limos con estratificación horizontal, superficies erosivas y pliegues de *slump*, que incluyen cantos angulosos, bloques y fragmentos de fauna arrecifal. Los limos están cubiertos por un arrecife de corales ramosos y se acuñan contra una superficie inclinada modelada en la Formación Las Salinas. Remontando hacia el sur, el arrecife que cubre la Fm Las Salinas está reemplazado por conglomerados aluviales y limos marrones con brechas.

Un kilómetro al este de la cañada El Aculadero, la cañada La Zanja (Fig. 2.5) muestra al pie del paleorelieve modelado en la Fm Las Salinas, coladas de cantos cubiertas por barras de bioclastos con taludes hacia el NO. Este conjunto se halla plegado, fallado y erosionado, y la superficie de erosión está cubierta por limos con coladas de cantos que rellenan depresiones y pequeñas barras arenosas con acumulaciones de conchas y fragmentos de coral. El techo es un nivel transgresivo de lamelibránquios y conglomerados, sobre el que se desarrolla el arrecife de coral.

La reconstrucción de la paleocosta holocena muestra en síntesis un ciclo transgresivo-regresivo, con los abanicos aluviales más antiguos colonizados por arrecifes de coral que protegen una llanura costera lacustre y aluvial que termina colmatada.

Figura 2.5. Paleocosta holocena deformada

2.4. Holoceno continental

2.4.1. Terrazas y depósitos relictos de abanico aluvial. Conglomerados de cantos calcáreos (10). Holoceno. Q₄

Las terrazas son de pequeñas dimensiones, localizadas en ambas vertientes del cauce del Arroyo Blanco a unos 30-40 m de altura sobre su fondo. Aguas arriba, en Haití ocupan superficies más extensas. Se componen de conglomerados de cantos de caliza transportados en el fondo del cauce, que en la parte superior incluyen arena y grava coluvionar de tonos pardos, procedente de las laderas.

Los depósitos de abanico aluvial relicto afloran junto al pueblo de Jimaní en un largo escarpe con el techo situado a 20 m de altura sobre el cauce principal activo del Arroyo Blanco. Están basculados tectónicamente hasta 17° (Fig. 3.13). La secuencia estratigráfica se inicia por conglomerados, seguidos por una capa distintiva de arenisca gris con laminación paralela de decantación, que pendiente arriba es erosionada por canales rellenos por gravas con agradación lateral. Encima hay conglomerados con estratificación horizontal marcada por la alternancia de niveles de cantos grandes y niveles de cantos más pequeños que indican fluctuaciones de la capacidad de transporte de la corriente relacionadas con avenidas periódicas. Esta facies es comparable a la observada en algunos cortes del abanico actual del Arroyo Blanco (unidad cartográfica 11). La parte alta de la sucesión presenta una estratificación peor definida y hay más matriz de arena, terminando por capas de conglomerado con estratificación plano-paralela cementadas por carbonato.

Estos depósitos gradan hacia el este en dirección al lago Enriquillo, a limos y arenas de color blanco con laminación paralela, niveles de cantos rodados, acumulaciones de gasterópodos, *Ammonia tepida* y ostrácodos, interpretados como la parte subacuática del abanico aluvial. Por su reducida extensión se han incluido en la misma unidad cartográfica los depósitos subaéreos y subacuáticos. Aunque se desconoce la correlación con el arrecife holoceno, un coral hallado entre los limos indica que pueden ser contemporáneos o posteriores si el coral ha sido retrabajado. En cualquier caso se trata de depósitos holocenos anteriores al abanico aluvial actual del Arroyo Blanco, transportados como carga de fondo en un cauce a través de la depresión topográfica formada en el área de relevo entre el anticlinal NO-SE de la Loma del Derrico y el anticlinal E-O al norte de Jimaní. Es una

topografía comparable a la actual, con la diferencia que el lago Enriquillo se extendía hasta las proximidades del pueblo de Jimaní. La elevación y el basculamiento hacia el norte del depósito se interpreta como consecuencia de la actividad de la falla de Enriquillo.

2.4.2. Depósitos de abanico aluvial. Conglomerados de cantos calcáreos (11). Holoceno. Q₄

Los depósitos de abanico aluvial más importantes por su extensión y espesor se sitúan en la extremidad de arroyos activos de elevada pendiente que erosionan la sierra de Bahoruco y depositan la carga en depresiones al pie de la sierra. Otros depósitos menos extensos provienen de la erosión de las lomas formadas por rocas plegadas del Pleistoceno.

Del primer tipo, el depósito más extenso ocupa la depresión de Jimaní con un patrón radial que converge en la boca del Arroyo Blanco; el resto de abanicos rellenan el borde sur de la depresión del Limón con la particularidad de que están confinados entre laderas de caliza de la sierra y no se extienden significativamente por la depresión. En el abanico de Jimaní, el cauce activo principal se ha encajado en los 10 últimos metros del depósito, que exhiben una estratificación horizontal marcada por una repetición de niveles de cantos de tamaño grande alternando con niveles de cantos más pequeños. La práctica totalidad de los cantos son de caliza, el tamaño grande es típicamente decimétrico, con bloques aislados alrededor de 1 metro. Es común la textura clastosoportada con una matriz de arena relativamente poco abundante. Los cantos están comúnmente imbricados en la dirección del flujo. La estratificación cruzada y pequeñas canalizaciones existen, aunque son menos comunes que la estratificación horizontal. La superficie actual del terreno está colonizada por arbustos indicando el carácter pluri-anual de las grandes avenidas.

Estas características resultan de la tracción como carga de fondo en un lecho plano por corrientes de elevada energía, posiblemente son depósitos de inundación en lámina (*sheetflood deposits*) producidos por la expansión lateral del flujo aguas abajo de la boca del canal. Fuera del escarpe del canal principal los cortes del terreno son escasos y la estratigrafía no se ha investigado, aunque los modelos de facies de abanicos aluviales semiáridos prevén una disminución del tamaño de los cantos radialmente de proximal a distal, la existencia de coladas fangosas formando lóbulos y/o asociadas a desbordamientos de canales y depósitos de arena depositados por procesos de tamizado (Reading, 1996).

Los depósitos que provienen de la erosión de las lomas formadas por rocas plegadas del Pleistoceno forman mantos de arena con pequeños cantos adheridos a la ladera norte de la depresión del Limón y rodeando la depresión de Guzmán. Se han formado por la coalescencia de abanicos de pequeño tamaño con ápice al pie de arroyos.

2.4.3. Coluviones. Arenas, limos y cantos (12). Holoceno. Q₄

Son depósitos de cantos heterométricos subangulosos englobados en una matriz de arenisca y arcilla, procedentes del desmantelamiento de las vertientes. Por ello, la naturaleza de sus componentes varía en función de la constitución del área madre. En la Hoja de Jimaní son depósitos poco importantes localizados en la ladera norte del cerro de La Puerca, en la ladera de la sierra de Bahoruco y en la cara sur de la Loma del Derrico.

2.4.4. Fondos de valle. Conglomerados de cantos calcáreos (13). Holoceno. Q₄

El fondo de los arroyos que inciden la sierra de Bahoruco puede estar desprovisto de sedimento, ser una cinta estrecha de cantos rodados de caliza, como es el caso del Arroyo Blanco, o un relleno de cantos de varios cientos de metros de ancho en el caso de los arroyos a ambos lados de la Loma Casimiro que terminan en abanicos aluviales en la depresión del Limón (Fig. 4.1).

2.4.5. Masa heterolítica de roca deslizada y coluviones de bloques (14). Holoceno. Q₄

La vertiente norte de la Loma del Derrico está modelada en lutitas y areniscas de la Formación Las Salinas con una pendiente progresivamente más elevada hacia arriba, que termina en un pequeño escarpe en la Caliza de Jimaní. A lo largo de la ladera existen masas deslizadas de la Fm Las Salinas que se identifican por la geometría lobular que rompe la homogeneidad de la pendiente y por los cambios de buzamiento que ocasionan en las capas de arenisca de la Fm Las Salinas.

Otros depósitos en la vertiente norte del Derrico son grandes bloques de calizas de la Fm Jimaní desprendidos de la cornisa superior y acumulaciones de coluviones de bloques y cantos de caliza de la Fm Jimaní entre las cotas 100-20 m con distintos grados de esfericidad y rodamiento. Muchos deben su esfericidad a la alteración cárstica previa en laplaces, como los que actualmente “pavimentan” la superficie de la loma. Depósitos

similares se encuentran también en la ladera sur de la Loma del Derrico, 3 km al NO de el pueblo de El Limón.

2.4.6. Depósitos aluviales-coluviales. Limos marrones, arenas y pasadas de conglomerado (15). Holoceno. Q₄

Se ha interpretado como un depósito aluvial-coluvial un depósito de predominio lutítico, con algunas intercalaciones de gravas y arenas, que rellena una depresión alargada al este de la Loma de Bartolo. Parte del relleno corresponde al antiguo fondo de valle que drenaba la depresión de Guzmán y parte a depósitos de arroyada y de laderas.

2.4.7. Relleno de depresión endorreica. Limo, arena y conglomerado (16). Relleno de depresión lacustre endorreica con vegetación acuática. Limo (17). Holoceno. Q₄

Las depresiones cerradas con drenaje deficiente están rellenas por un manto de sedimentos detríticos finos, con una organización de tamaños de arena a limo desde el borde de la depresión hacia su centro o eje. Aunque el estudio de esta organización requiere cortes o sondeos del terreno, no disponibles durante la realización de la cartografía, pueden hacerse algunas consideraciones. La depresión de El Limón recibe las principales entradas de sedimento de los abanicos aluviales que descienden de la sierra de Bahoruco y durante las avenidas transportan sedimentos groseros. Distalmente es predecible la existencia de láminas de arena transportadas como carga de fondo intercaladas entre limos depositados en suspensión (Reading, 1996). En contraste, el lado norte de la depresión aporta pequeñas cantidades de sedimento desde pequeños conos de deyección. Estas consideraciones generales son aplicables a la planicie de limo y arena que rodea la orilla del Etang Saumâtre y que recibe aportes de la orla del abanico aluvial del Arroyo Blanco.

La extremidad de la depresión de El Limón es una laguna estacional rellena por lutitas con materia orgánica proveniente de la degradación de la vegetación acuática.

2.4.8. Depósitos eólicos costeros. Arena y limo (18). Depósitos de playa lacustre. Arena y limo (19). Holoceno. Q₄

Los depósitos eólicos rodean la orilla del lago Enriquillo. La propia dinámica eólica y las oscilaciones del nivel del lago hacen que sean formaciones en constante evolución en

interacción con la playa. Están formados por arena fina y limo, localmente con costras carbonatadas de unos 10 cm de espesor llenas de gasterópodos, producidas por la desecación de charcos. El carácter actual de la dinámica eólica es perceptible en el pueblo de Jimaní por desarrollo de polvaredas.

3. TECTONICA

3.1. Contexto geodinámico

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional del antiguo arco de islas de la placa del Caribe (Figs. 3.1 y 3.2), referido como el Gran Arco del Caribe (Mann *et al.* 1991) o el Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Este Gran Arco de Islas se empezó a formar en el Pacífico a partir del ¿Jurásico Superior?-Cretácico Inferior (Mann *et al.* 1991b) y migró hacia el este durante el Cretácico Superior y parte del Terciario hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindell y Barret 1990, Pindell 1994) (Fig. 3.3). En su deriva, el margen norte de la placa del Caribe evolucionó desde una zona de subducción oceánica con vulcanismo en el Cretácico y parte del Eoceno, a un límite de placas transcurrente con desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe sobre la placa de Norteamérica (Mann *et al.*, 1991). La colisión fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo, 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, la colisión en el segmento de La Española ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. A partir del Eoceno, el margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico evolucionó de una cuenca de tras-arco a un margen activo, con subducción de la corteza oceánica del Caribe (Burke *et al.*, 1978; Burke, 1988; Dolan *et al.* 1991). La deformación asociada a la nueva cuenca de ante-arco produce la elevación de las sierras del sur y el afloramiento de rocas oceánicas en las sierras de Hote, Selle y Barohuco.

La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este respecto a las placas Norte y Sudamericana (Dolan y Mann 1998; Dixon *et al.*, 1998; DeMeets 2000, Mann *et al.* 2002). Este movimiento se acomoda en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción oblicua de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998) (Fig. 3.4), y al sur por una zona de subducción incipiente en la Fosa de los Muertos (Byrne *et al.*, 1985; Masson y Scanlon, 1991). En el interior de la isla, la deformación es acomodada por desplazamiento en fallas levóginas y por acortamiento

Figura. 3.1. Contexto Geodinámico – Placa del Caribe

Figura 3.2. Config. actual y elementos arco Circumcaribeño

Figs. 3.3. y 3.4. Esq. evolución y bloque diagrama

cortical. Una de las zonas de falla más importantes es la de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991), que cruza la zona de estudio. El campo de esfuerzos ha producido bloques elevados por fallas con desplazamiento oblicuo dirigidas en sentidos opuestos y cuencas sedimentarias de origen flexural.

En pocas palabras, la estructura de la zona de estudio resulta principalmente de la transformación de la cuenca de tras-arco en un margen activo a partir del Eoceno, la elevación de parte de la meseta oceánica del Caribe a partir del Mioceno y la tectónica de desgarres asociada, que controla la evolución reciente.

La sierra de Bahoruco constituye un fragmento emergido de la meseta oceánica del Caribe (Mann *et al.*, 1991, 2002). Los territorios situados entre esta sierra y la cuenca de tras-arco (el Cinturón de Peralta) fueron incluidos por Mann *et al.* (1991b) en el terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, pero se desconoce si su substrato está formado por la meseta oceánica que aflora en la sierra de Bahoruco o formado por rocas del arco de islas, similares a las observadas en el substrato del Cinturón de Peralta (Díaz de Neira 2000; Gómez Sainz de Aja, 2000). Esta importante cuestión tiene relación con la continuidad hacia el oeste del prisma de acreción de la fosa de Los Muertos, que para algunos autores se prolonga hacia el interior de la isla (Biju Duval 1983; Dolan *et al.* 1991) y para otros se interrumpe o es desplazado por la transformante de Beata (Mann *et al.* 2002). Si bien al este de la cresta de Beata la estructura cortical mostrada por los focos de terremotos y líneas sísmicas define claramente dos zonas de subducción opuestas, una al norte y otra al sur, la estructura cortical al oeste de la cresta de Beata es todavía especulativa.

3.2. Estructura de las sierras de Neiba, Bahoruco y Martín García y de las cuencas de San Juan, Enriquillo y Azua

La integración de las cartografías y cortes geológicos 1:50.000 realizadas en el Proyecto L-Zona SO (SYSMIN) (Figs. 3.5 y 3.6) con datos de subsuelo procedentes de Mann (1983); Norconsult (1983); McLaughlin *et al.* (1991); Mann *et al.* (1991c), Mann *et al.* (1995) y Mann *et al.* (1999) y con el mapa aeromagnético de gradiente vertical (Fig. 3.7), muestra la forma en planta y en perfil de los principales elementos estructurales. Los cortes seriados revelan pliegues de gran tamaño limitados por cabalgamientos de alto ángulo que vergen en sentido opuesto en las sierras de Bahoruco y de Neiba. La Cuenca de

Figura 3.5. Esquema Estructural Zona L-SO

Figura 3.6. Panel cortes L-SO-1

Figura 3.6. Panel cortes L-SO-2

Figura 3.6. Panel cortes LSO-3

Figura 3.7. Correlación Mag.- Zona LSO

Enriquillo entre los frentes de las sierras es comparable a una cuenca flexural de antepaís (Mann *et al.* 1991b). Los cortes muestran asimismo el frente cabalgante lineal y abrupto de la sierra de Bahoruco respecto al perfil más suave existente entre la sierra de Neiba y la Cuenca de Enriquillo, así como los cabalgamientos intracuenca de vergencia sur, que han promovido una tectónica salina en la Formación Angostura.

La sierra de Martín García emerge como un gran anticlinal en el interior de la cuenca, con los flancos cortados por fallas. Presenta un cambio de dirección de aproximadamente NO-SE en su mitad oriental, a E-O o incluso NE-SO en su tercio occidental. La falla meridional es de alto ángulo con una importante componente vertical de desplazamiento que contrasta con la falla septentrional que se imbrica en varios cabalgamientos de ángulo medio y de menor salto. No son cortes geológicos de “*plane strain*”, debido a que los principales desplazamientos ocurren fuera del plano (desgarres) y por ello sólo proporcionan la componente del acortamiento medida perpendicularmente a la dirección de los pliegues, que para el horizonte de la base o el techo de Fm Sombrerito (y equivalentes) se estima en 7,5 km (10%) en el corte C-C’, y de 11,75 km (15%) en el corte D-D’.

La sierra de Neiba presenta orientaciones ONO-ESE, NO-SE y E-O, determinadas por la sucesión en relevo de grandes pliegues con ángulos entre flancos abiertos (120°) a algo cerrados (75°) y planos axiales subverticales o ligeramente vergentes al sur (Fig. 3.6). Una excepción es la estructura cabalgante del anticlinal de El Aguacate sobre el sinclinal de Apolinar Perdomo, donde la traslación en la horizontal superior a 2 km se resuelve en dos cabalgamientos de superficie más tendida, que producen una vergencia sur acusada a escala local. El perfil de los pliegues, y en especial, el perfil de esta última estructura, es característico de pliegues de propagación de falla. La ausencia de líneas sísmicas en la sierra impide conocer si estos planos se entroncan en profundidad en una 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 por cabalgamientos de alto ángulo, aunque aquí vergentes al norte (García y Harms 1988). El cambio de vergencia, desde el sinclinal de Vallejuelo hacia el norte comienza en la Hoja de Villarpando (cortes D-D’ y IX-IX’, Fig. 3.6). Una línea sísmica con buena resolución, realizada para la exploración petrolífera de la Cuenca de San Juan (Fig. 3.8; Nemec 1980) ilustra la estructura del margen norte de la sierra de Neiba. En ella, los principales reflectores de la cuenca están desplazados en el margen de la sierra por

Figura 3.8. Línea sísmica San Juan - Nemece

cabalgamientos de alto ángulo que se verticalizan en profundidad. Una observación adicional en esta línea es que las secuencias de relleno de la cuenca comprendidas entre estos reflectores apenas muestran cambios de espesor hacia el margen.

La estructura en sección de la sierra de Martín García presenta un estilo comparable a la sierra de Neiba y lo mismo ocurre en la vertiente norte de la sierra de Bahoruco, donde el plegamiento se asocia a fallas inversas de alto ángulo.

Del análisis de los cambios de la forma en planta de los pliegues y cabalgamientos y su relación con la fracturación se concluye: 1) los pliegues anticlinales presentan una geometría cónica, con doble inmersión de sus charnelas en corto espacio; 2) existe un relevo de forma escalonada de los pliegues y de los cabalgamientos que los limitan contra fallas que interrumpen o desplazan asintóticamente su traza axial; 3) muchas fallas que muestran una separación inversa de los contactos cartográficos muestran también separación en dirección en otros puntos de su trazado; 4) existen sistemas de fallas con direcciones y sentidos de movimiento que son mecánicamente consistentes, aunque las relaciones de corte presentan pautas complejas que pueden indicar cambios de la orientación de los esfuerzos principales a lo largo de su historia.

De acuerdo con lo anterior, la evolución estructural de la zona de estudio se explica mejor en un contexto transpresivo levógiro. El modelo presentado (Fig. 3.9) es una cizalla subvertical de dirección E-O y dimensiones regionales activa durante un largo intervalo de tiempo, de acuerdo con los sedimentos sintectónicos asociados. La dirección NE-SO de máximo esfuerzo asociada es aproximadamente normal a la traza de los pliegues y cabalgamientos principales y coincide con la dirección N030 obtenida mediante el análisis de la fracturación (Van den Berghe, 1983). Los sistemas de fracturación se han interpretado cinemáticamente respecto a la dirección de la cizalla principal representada por la falla de Enriquillo, en los siguientes términos (Tchalenko 1968, Rutter *et al.* 1986): sistema ENE-OSO, fallas de tipo R ó 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 levógiro; también existen fallas normales NE-SO subparalelas a la dirección de máximo esfuerzo.

Figura 3.9. Esq. estructural Zona LSO (interpretado)

3.3. Edad de la deformación

La edad de la deformación se deduce en diferentes localidades por los siguientes eventos:

En la Cordillera Central el depósito caótico de la Fm Ocoa marca la creación en la parte alta del Eoceno Superior de un surco deprimido delante del frente de deformación que invierte la cuenca de tras-arco de Trois Rivières-Peralta (Dolan *et al.* 1991; Heubeck y Mann 1991; Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

Al norte de la Cuenca de San Juan (Hoja de Bánica, Sanz y Soler 2004) existen secuencias de crecimiento relacionadas con formación de pliegues en el margen meridional de la Cordillera Central.

En la zona de estudio no hay evidencias de deformación hasta el depósito de la Fm Trinchera en el Mioceno Superior. La deformación produjo pliegues de baja amplitud cubiertos por el sedimento, como demuestra el hecho de que las mismas facies turbidíticas del centro de la cuenca se encuentran también en sinclinales de la sierra de Neiba. La deformación principal ocurre a partir del Plioceno Inferior-Medio con la elevación continua de las sierras de Neiba, Batoruco y Martín García sobre la Cuenca de Enriquillo. El análisis de la subsidencia realizada por Mann *et al.* (1999) en el sondeo de Charco Largo muestra una primera inflexión correspondiente al depósito de la Fm Trinchera y de la parte baja de la Fm Angostura y una segunda inflexión durante el depósito de las Fms Arroyo Blanco-Las Salinas y Jimaní. Estas formaciones, con un espesor acumulado cercano a 3.000 m, se indentan con conglomerados que proceden de la erosión de las sierras limítrofes. El volumen de conglomerados se incrementa hacia el techo de cada una de las formaciones, indicando secuencias asimétricas de progradación-retrogradación relacionadas con la velocidad de creación de relieve por fallas. La superficie sobre la que yacen los conglomerados rojos de la unidad superior de la Fm Jimaní parece prolongarse en una superficie de erosión en la parte alta de la sierra de Batoruco con procesos de alteración y carstificación (Genna, 2004).

La deformación y elevación continúan durante el Holoceno hasta la actualidad, como evidencian la superposición progradante hacia el centro de la cuenca y el encajamiento de los sistemas de abanicos aluviales al pie de las sierras. En la Hoja de La Descubierta los

abánicos más antiguos son anteriores o coetáneos con el arrecife holoceno datado entre - 9760 a -2820 AC (Taylor *et al.*, 1985) y los más modernos lo fosilizan.

3.4. Estructura de la Hoja de Jimaní

La Hoja de Jimaní contiene una porción del frente montañoso de la sierra de Bahoruco y del margen sur deformado de la Cuenca de Enriquillo. La estructura se refleja en la morfología del terreno, con escarpes en el frente montañoso situados sobre la traza de las fallas y depresiones alargadas en la Cuenca de Enriquillo, separadas por lomas en bloques fallados y plegados (Fig. 3.10).

3.4.1. Estructura de la sierra de Bahoruco

La sierra de Bahoruco está formada por calizas oligo-miocenas del Mb Barahona elevadas por fallas a más de mil metros sobre el nivel del mar y a varios miles de metros sobre las mismas calizas deprimidas bajo el nivel del mar en el centro de la Cuenca de Enriquillo. En la sierra forman pliegues de perfil abierto ligeramente vergentes hacia el norte y con semi-longitudes de onda de 1-2 km (corte A-A', Fig. 3.6). La cartografía muestra un patrón de trazas axiales *en echelon* dextro, oblicuo a la falla principal situada en el frente de la sierra. Las trazas axiales varían de E-O a OSO-ENE y más raramente se orientan NO-SE. El eje medio calculado es de 07/097 (Fig. 3.11A). Los pliegues están cortados por fallas verticales E-O, NO-SE y NE-SO, que ocasionan escarpes morfológicos.

La falla frontal de la sierra de Bahoruco se orienta E-O por 20 km en la Hoja de Duvergé y cambia a NO-SE frente al pueblo de El Limón, produciendo laderas escarpadas con facetas triangulares (Fig. 2.3). A continuación dobla a ONO-ESE y aparentemente es desplazada hacia el norte por una falla transversa entre las lomas de Bartolo y Las Trincheras. Se orienta E-O por 4 km en la Loma Las Trincheras superponiendo la Caliza de Barahona sobre brechas del Pleistoceno por una superficie de falla de buzamiento sur. La orientación cambia otra vez a NO-SE frente a la depresión de Jimaní, donde intersecta a la falla de Enriquillo. Los depósitos de brechas y conglomerados adyacentes a la falla de la Loma Las Trincheras contienen grandes bloques de calizas del Mb Barahona, interpretados como coluviones de ladera y depósitos aluviales sincrónicos con la actividad de la falla.

Figura 3.10. Esquema estructural Jimaní

Figura 3.11. Estereogramas estratificación y fallas

3.4.2. Estructura del margen sur de la Cuenca de Enriquillo

La estructura del margen sur de la Cuenca de Enriquillo se caracteriza por estratos del Plioceno-Pleistoceno basculados hacia el sur y suroeste en los bloques superiores de fallas de alto ángulo con una componente inversa de desplazamiento hacia el norte. La zona de cresta adyacente a la fallas forma el alto de las lomas y el flanco caudal forma depresiones morfológicas. Este estilo estructural se aprecia en el corte geológico A-A' (Fig. 3.6), que muestra además el acuñamiento y la terminación de las series del Plioceno-Pleistoceno contra fallas y bloques basculados de la Caliza de Barahona. La forma en planta de las depresiones y altos está condicionada por el relevo y entroncamiento de las estructuras (Fig. 3.10).

Depresiones estructurales

La depresión del Limón tiene un área bajo la cota -10 m ocupada en parte por la laguna del Limón actualmente seca. El borde norte de la depresión son calizas de la Fm Jimaní que forman la ladera donde se halla el pueblo de El Limón, inclinadas suavemente hacia la falla frontal de la sierra de Bahoruco. La superficie topográfica de la depresión del Limón se halla inclinada hacia la sierra de Bahoruco (Fig. 3.10), indicando que el plegamiento continúa en la actualidad.

La depresión de Guzmán está separada de la depresión del Limón por la Loma de las Trincheras y su continuación por la Loma de Bartolo. Aunque la depresión de Guzmán ocupa el bloque inferior de la falla de Las Trincheras, su origen no es primariamente estructural. Se ha formado por la erosión de las series de lutitas y conglomerados de la Fm Jimaní en la cabecera de un arroyo que originalmente drenaba hacia el este y actualmente ha perdido su cuenca de captación al elevarse el cauce sobre una falla activa E-O alineada con la falla de la Loma Las Trincheras (Fig. 3.10).

La depresión de Jimaní es estructural, pero difiere de la depresión del Limón por su forma sinclinal con el eje inclinado hacia el ONO. El flanco que comparte con el anticlinal del Derrico está inclinado unos 20° y el flanco opuesto formado por conglomerados plegados adyacentes al frente de la sierra de Bahoruco alcanza hasta 50° de inclinación. Longitudinalmente el sinclinal está cortado por la falla de Enriquillo.

Altos estructurales

La Loma de Bartolo es una cresta alargada E-O que separa las depresiones de Guzmán y del Limón. Está formada por conglomerados inclinados hasta 50° hacia el sur, cortados por sistemas conjugados de fallas normales (Fig. 3.11B). El límite septentrional es la prolongación de la falla de Las Trincheras, responsable de la inclinación hacia el sur de las capas. Hacia el este el rumbo cambia a SO-NE a la vez que ocurre un cambio de facies de conglomerados a calizas de la Fm Jimaní. Las calizas están plegadas en un anticlinal y un sinclinal con buzamientos localmente elevados (hasta 90 °), relacionados con la falla de Las Trincheras. El flanco suroeste del anticlinal presenta discordancias angulares y estratos de crecimiento que se expanden hacia la depresión del Limón (Fig. 2.3).

La Loma del Derrico, de 402 m de altura, es la estructura de mayores dimensiones. Es un pliegue NO-SE antiformal poliharmónico, desarrollado sobre una falla que desplaza a la Fm Barahona en las líneas sísmicas (Norconsult, 1983). Presenta doble inmersión, periclina abruptamente hacia el NO antes del pueblo de Jimaní y hacia el SE en un área de relevo sinclinal en la cañada Charco Salado. La Formación Las Salinas en el núcleo del pliegue está inclinada hacia el sur, con zonas deformadas interpretadas como imbricaciones de la falla observada en sísmica (corte A-A', Fig. 3.6). En estas zonas hay pliegues en acordeón y fallas inversas dirigidas hacia el norte, además de pequeñas duplicaciones en capas de arenisca formadas en la etapa inicial de acortamiento y posteriormente plegadas (Fig. 3.12). De especial interés es el área deformada en la orilla del Lago Enriquillo, reconstruida en las cañadas La Zanja y El Aculadero (Fig. 2.5). Es una zona triangular que deforma la superficie de erosión de la paleocosta elevando los depósitos holocenos, que quedan enterrados bajo el arrecife de coral transgresivo con las crestas anticlinales truncadas y las depresiones sinclinales rellenas de sedimento. La zona de relevo entre el anticlinal del Derrico y el anticlinal sin nombre situado al norte del pueblo de Jimaní es una zona estructural deprimida a la cota 25 m, que separa el lago Enriquillo situado a la cota -40 m del Etang Saumâtre. La falla de Enriquillo pasa por esta zona de relevo.

3.4.3. La falla de Enriquillo

Esta importante falla de desgarre tiene una trayectoria rectilínea E-O bien definida en las imágenes satélite y en las cartografías a gran escala (Fig. 3.5), (Mann *et al.*, 1991). Atraviesa la Hoja de Jimaní por su lado norte, cortando oblicuamente a los pliegues de la

Figura 3.12. Fallas inversas plegadas en la Fm Las Salinas

Figura 3.13. Terraza aluvial basculada

sierra de Bahoruco en la orilla del Etang Saumâtre (Fig. 3.10). Es cortada y desplazada hacia el sureste por la falla frontal de la sierra de Bahoruco y cruza la zona de relevo entre el anticlinal NO-SE del Derrico y el anticlinal E-O sin nombre situado al norte del pueblo de Jimaní. Hacia el este continúa bajo el agua del Lago Enriquillo.

La deformación en sedimentos aluviales recientes junto al pueblo de Jimaní se relaciona con la actividad de esta falla (Fig. 3.13). Estos sedimentos son conglomerados y areniscas que hacia el este gradan a depósitos subacuáticos de un antiguo nivel del lago Enriquillo (ver cap. 2.4.1). Los conglomerados forman un largo escarpe de unos 15-20 m de alto que dirige hacia el este el cauce del actual Arroyo Blanco. Un tramo de este escarpe presenta un buzamiento de $356/17^{\circ}$, es decir una dirección de capa paralela a la falla de Enriquillo, sugiriendo que una falla secundaria en la base del escarpe es responsable de la elevación de los sedimentos del lago más de 20 m sobre su fondo. Los conglomerados basculados contienen una pequeña fosa limitada por fallas (Fig. 3.13B,C). El relleno de la fosa muestra una secuencia pre-cinématica (capas 3,4,5 en la figura) y una secuencia sin-cinématica (capa 6) que rellena el hueco creado por las fallas en la fosa. La capa 2 trunca asimismo pendiente arriba a sedimentos previos indicando que el basculamiento comenzó antes del depósito de la capa 2.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Análisis geomorfológico

En el presente capítulo se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las formas diferenciadas en la hoja, que han sido también representadas en el Mapa Geomorfológico a escala 1:100.000 de Jimaní (5871) (Escuer, 2004), atendiendo a su geometría, tamaño y génesis. El depósito que acompaña a algunas de estas formas ha sido descrito en los apartados 2.3 y 2.4 de estratigrafía. El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su disposición tectónica; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

4.1.1. Estudio morfoestructural

4.1.1.1. Formas estructurales

Se encuentran en todo el territorio de la cartografía, tanto en la sierra de Bahoruco como en la depresión de Enriquillo. En Bahoruco son formas relacionadas con pliegues y fracturas, mientras que en la depresión existen además formas relacionadas con la resistencia a la erosión de distintas litologías.

Pese a la elevada velocidad con que la meteorización elimina las formas, abundan las *fallas con expresión morfológica* debida a su actividad reciente. El rasgo más obvio es la ladera abrupta del frente de la sierra de Bahoruco, con *escarpes de falla degradados* y zonas triangulares (Fig. 2.3), y superficies escalonadas paralelas al frente de las sierras, como la Loma Mal Paso o el Monte de Los Negros (Fig. 3.10). Otras fallas agrupadas en familias E-O y NE-SO producen escarpes y controlan el encajamiento y el carácter lineal de la red fluvial. Ejemplos son los cambios de ángulo ortogonales de los cauces y los tramos rectilíneos en arroyos a ambos lados de la Loma Casimiro.

Las fallas poseen una tipología variada, observándose *fallas normales, inversas y en dirección*. 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*.

En los estratos plegados de la Fm Jimaní hay morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización, como resaltes de *líneas de capa monoclinales, escarpes estructurales y chevrons* en la loma del Derrico, *relieves conformes anticlinales* como el anticlinal al sur de la cañada Charco Salado y *superficies estructurales*, en ocasiones degradadas. Entre éstas últimas destaca la superficie estructural de la paleocosta holocena que bordea el lago Enriquillo, indicativa del nivel marino previo a la formación del lago.

4.1.2. Estudio del modelado

El modelado de la sierra de Bahoruco es el resultado de una larga evolución a lo largo del Terciario gobernada por los procesos tectónicos generadores de un relieve positivo sobre el

que han actuado diversos agentes morfogenéticos que transforman dichos relieves, destacando los de carácter fluvial, gravitacional y cárstico. En el caso de la hoya de Enriquillo, la creación de su fisonomía se inicia con la deformación de la serie plio-pleistocena que la rellena. Con posterioridad, el desarrollo de la paleocosta holocena creó la superficie sobre la que está encajado el medio lacustre actual. Adicionalmente han participado en la construcción del relieve actual los procesos endorreicos, de meteorización química y poligénicos.

4.1.2.1. Formas gravitacionales

Las más extendidas, aunque de escasa importancia son los *coluviones*, formados en respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. En la ladera norte abrupta de la Loma del Derrico hay *coluviones* tapizando la ladera con elevada pendiente, acumulaciones de bloques subangulosos de origen en parte aluvial, *cicatrices* y *deslizamientos* de la Fm Las Salinas que forma protuberancias al pie de la pendiente principal y acumulaciones de bloques de caliza de Jimaní, desprendidos del escarpe que corona el alto de la ladera.

4.1.2.2. Formas fluviales

Las formas más relevantes son los *fondos de cañada torrencial* de la sierra de Bahoruco y los *abanicos aluviales* y *conos de deyección* desarrollados en la ruptura de pendiente entre la sierra y las áreas deprimidas, adquiriendo cierto desarrollo local *los mantos de arroyada*.

Los *fondos de cañada torrencial* son el principal testimonio de la actividad de la red fluvial actual. La intensidad de la erosión lineal ha formado *barrancos*, *cañones*, *desfiladeros*, *cambios bruscos de pendiente* y *aristas divisorias*. Destaca por su longitud, superficie de captación (139 km²), pendiente y caudal permanente, la rivièr Soliette-Arroyo Blanco, que tiene un eje de drenaje principal paralelo a la sierra (Fig. 4.1). En el cauce del Arroyo Blanco hay largos tramos con paredes verticales y anchuras de escasos metros.

Otros cauces situados al este del Arroyo Blanco tienen varios cientos de metros de anchura y se hallan rellenos por gravas, con *pérdidas de drenaje* por procesos de infiltración. Las *cárcavas* y *áreas acarvacadas*, se concentran en las cañadas de la ladera norte de la Loma

Figura 4.1. Abanico aluvial de Arroyo Blanco

del Derrico erosionando limos y conglomerados y en la depresión alargada rellena por limos al norte del pueblo de El Limón.

Los *abanicos aluviales* están adosados al margen de la sierra de Bahoruco sobre la zona de cambio de pendiente a las depresiones de Jimaní y del Limón. Destaca por sus dimensiones (2.5 km desde el ápice a la orla) el abanico del Arroyo Blanco, excavado por un canal principal amplio de 10 m de alto en algunos puntos, que desborda en crecidas excepcionales como la del 24 de mayo del 2004 que arrasó el pueblo de Jimaní.

Las *terrazas* constituyen el depósito fluvial de menor representación, aflorando en retazos mezclados con coluviones a 30-40 m sobre el cauce del Arroyo Blanco.

4.1.2.3. Formas eólicas

La orilla sur del lago Enriquillo está rodeada por un *manto eólico* de reducido espesor y morfología en continua evolución, que localmente incluye *dunas*.

4.1.2.4. Formas lacustres y endorreicas

Las *áreas endorreicas* presentan formas y dimensiones variables, limitadas por altos estructurales (Fig. 3.10). Las mayores contienen *lagunas permanentes* como el lago Enriquillo y el Etang Saumâtre. También se observan *áreas pantanosas* similares a las áreas endorreicas, pero con un importante desarrollo de la vegetación.

El lago Enriquillo yace a 40 metros bajo el nivel del mar, flanqueado al sur por el anticlinal de la Loma del Derrico, que produce un estrechamiento de su sección. El borde del lago se encuentra constituido por una *playa* estrecha, cuya posición fluctúa junto con el nivel del lago y *escarpes fósiles* originados por el encajamiento lacustre sobre los afloramientos del arrecife holoceno (Fig. 2.4). La zona de relevo entre el anticlinal del Derrico y el anticlinal situado al norte del pueblo de Jimaní es una zona deprimida a la cota 25 metros que separa el lago Enriquillo del Etang Saumâtre. La depresión del Etang Saumâtre continúa emergida por la depresión de Jimaní, ocupada por el abanico aluvial del Arroyo Blanco. Al este se hallan la depresión endorreica de Guzmán, que originalmente drenaba hacia el este antes de quedar cerrada, y la depresión del Limón paralela al frente de la sierra de Bahoruco, que

recibe por el sur depósitos de abanicos aluviales. La extremidad de la depresión bajo la cota 10 m está ocupada por la laguna estacional del Limón, actualmente seca.

Las causas primarias de la formación de las áreas endorreicas y lagunas son la subsidencia tectónica de la Cuenca de Enriquillo y la creación de altos estructurales entre depresiones. En un segundo plano operan la existencia de afloramientos de baja permeabilidad, procesos de captura y cambios del drenaje y la ausencia de desniveles que permitan una escorrentía superficial eficaz. La génesis del lago Enriquillo es más compleja y está relacionada con la retirada del mar como consecuencia de la incursión del delta del río Yaque del Sur en la depresión, cuyo sector central quedó desconectado de la bahía de Neiba. La posterior tendencia descendente de su nivel obedece a la intensa evaporación de la región, superior a la recarga, que tan solo adquiere carácter excedentario por la descarga de huracanes o tormentas tropicales.

4.1.2.5. Formas marinas-litorales

Una paleocosta holocena a cotas máximas muy cercanas al nivel del mar actual, bordea la orilla del Lago Enriquillo. Las principales formas litorales son *construcciones biogénicas* y llanuras costeras aluviales-lacustres (Fig. 2.4) preservadas en la vertiente norte de la Loma del Derrico como entrantes y salientes que rodean los relieves circundantes.

4.1.2.6. Formas de meteorización química

Son consecuencia del proceso de carstificación que afecta a las calizas miocenas en las zonas elevadas de la sierra de Bahoruco y en menor medida a las calizas del Pleistoceno de la Loma del Derrico. La sierra de Bahoruco es un karst de media-alta montaña, con *áreas de intensa carstificación* y *campos de laplaces, dolinas y uvalas* desarrollados en los llanos elevados de la zona haitiana. Estas formas existen pero tienen menor desarrollo en la Hoja de Jimaní, situada en las vertientes de la sierra.

4.1.2.7. Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso genético, habiéndose reconocido *superficies de erosión degradadas* y *escarpes*, concentrados principalmente en la sierra de Bahoruco.

Las superficies de erosión degradadas aparecen en la sierra de Bahoruco a modo de pequeños retazos a cotas muy variables, sin que existan criterios concluyentes para determinar si se trata de varias superficies o de una sola que ha sido desplazada posteriormente por fallas. Los retazos inferiores se disponen próximos a la cota 200 m, en tanto que el nivel más alto visible en el Monte de Los Negros al sur del pueblo de El Limón, se sitúa ligeramente por encima de la cota 1.000 m.

Los *escarpes* en la sierra de Bahoruco son de escasa entidad con excepción del situado al pie del Monte de Los Negros, que desciende en tramos verticales e inclinados más de 700 metros. Otros escarpes en caliza, conglomerado y arenisca, flanquean el valle profundo del Arroyo Blanco y la ladera norte de la Loma del Derrico. Su génesis se debe a la acción combinada de procesos fluviales, tectónicos, kársticos y gravitacionales.

4.2. Evolución e historia geomorfológica

La fisonomía actual de la región se ha perfilado fundamentalmente a partir del Mioceno en dos etapas diferenciadas por la velocidad de los procesos tectónicos: la primera, en el Mioceno, tiempo en que la deformación transpresiva en la parte suroccidental de La Española estableció la distribución de cordilleras y depresiones visible hoy día; y la segunda en el Plioceno y Cuaternario, cuando se produce el relleno de las cuencas y su deformación hacia la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia de la hoya de Enriquillo entre las sierras de Neiba y Martín García al norte, y la de Bahoruco, al sur. La evolución holocena ha sido condicionada por la actividad neotectónica y por los procesos fluviales, que han incidido las áreas montañosas y sus depósitos produciendo cambios drásticos en la fisonomía de la depresión, en especial la retirada marina hacia la actual bahía de Neiba y el subsiguiente desarrollo de los procesos lacustres en el sector occidental donde se sitúa la cartografía de Jimaní.

A comienzos del Holoceno, la depresión constituía un entrante marino desde la bahía, con un arrecife adosado al pie de las sierras. El entrante estaba salpicado de isleos formados en altos estructurales de las rocas pliocenas y cuaternarias. Se considera que en este tiempo la zona montañosa ya había adquirido prácticamente su configuración actual por la acción

conjunta de la disolución kárstica, el encajamiento de la red fluvial, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica. Bajo este contexto, tuvo lugar el acontecimiento más importante de la evolución regional reciente, cuando el río Yaque del Sur, por razones aún no convenientemente aclaradas (actividad de la falla de Enriquillo, perturbaciones debidas a la indentación de la cresta de Beata en 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 (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 del área de las Hojas de Neiba y Barahona. El volumen de sedimentos del delta provocó 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 emergido, se configuró como una superficie estructural sobre la que se encajó el sistema lacustre.

Tras este episodio, la red de drenaje ya había adquirido su geometría general, basada en cursos fuertemente encajados en el ámbito de las sierras, proceso facilitado por la actividad kárstica y neotectónica. El crecimiento de estructuras dentro de la Cuenca de Enriquillo ha producido cuencas estrechas endorreicas paralelas a la sierra de Batoruco, destacando la de Angostura, en la vecina Hoja de Barahona y la depresión de El Limón.

La evolución reciente está condicionada por el progresivo encajamiento del lago Enriquillo. La incisión fluvial en la depresión es todavía poco marcada debido al pequeño desnivel del llano sobre el lago. El encajamiento de la red fluvial y la actividad neotectónica en las áreas montañosas promueve el desarrollo de una extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección. Simultáneamente, existe una notable erosión remontante favorecida por la existencia de líneas de debilidad estructural y cárstica.

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

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica registrada en la Hoja de Jimaní se inscribe dentro de la evolución del sector suroccidental de La Española. Esta evolución resulta de la colisión oblicua entre la Meseta Oceánica del Caribe en el sur y un arco de islas desarrollado en el centro y en el norte. Se reconocen cuatro etapas principales (Fig. 5.1):

Etapa-1. La meseta oceánica del Cretácico Superior

En el Cretácico Superior el borde sur de La Española formaba parte de la Meseta Oceánica Caribeña, una enorme área de rocas ígneas entre 8-20 km de espesor formada en el Pacífico sobre una pluma del manto (Pindell y Barret, 1990; Condie, 2001). La meseta se extendía hacia el norte por el área de la actual sierra de Neiba, donde se sedimentaron las calizas y lutitas pizarrosas de la unidad de El Manguito, que intercalan basaltos de composición toleítica tipo N-MORB, de fondo oceánico.

Según Pindell y Barret (1990) la actividad magmática cesó en el Maatrichtiense debido a la colisión de la meseta oceánica con el borde meridional de Centroamérica, con el consiguiente cambio de régimen geodinámico. A este acontecimiento del final del Cretácico se superpuso el impacto de un asteroide en la Península del Yucatán (Álvarez, 1998), que en las reconstrucciones de placas ocupa una posición mucho más próxima a La Española que la actual, produciendo la extinción de numerosas especies.

Etapa 2.- La cuenca de aguas profundas paleógena

La ausencia de depósitos del Paleoceno impide precisar la secuencia de acontecimientos entre el cese de la actividad magmática y la creación de la cuenca paleógena. La sedimentación comenzó en el Eoceno por el depósito de calizas hemipelágicas de la Fm Neiba y sus equivalentes la Fm Plaisance en la sierra de Bahoruco y las Fms Neiba inferior y Neiba brechoide en la sierra de Neiba. A mediados del Eoceno comenzó un vulcanismo intraplaca de afinidad toleítica a alcalina asociado al desarrollo de una pluma mantélica. Tras este periodo se instauró nuevamente la sedimentación de carbonatos de aguas profundas con el depósito de la Fm Neiba superior.

La homogeneidad de las facies de la Fm Neiba en las sierras de Bahoruco, Neiba y Martín García indica que durante el Paleógeno formaban parte de una misma cuenca y que las

Figura 5.1. Cuadro Historia Geológica

fallas importantes que hoy día separan las citadas sierras iniciaron su actividad en el Mioceno. Por esta causa, a inicios del Mioceno, la Fm Sombrerito muestra diferencias sustanciales de facies y potencias además de intercalar niveles volcánicos. En el sector oriental se depositaron grandes espesores de margas y calcarenitas en una llanura submarina turbidítica, provenientes de un margen inestable situado al NE en la Cordillera Central. En los sectores occidental y meridional más estables se depositó el Mb Barahona en una plataforma de carbonatos somera. Al final del Mioceno el Mb Gajo Largo contiene los primeros aportes de terrígenos, que serán los depósitos dominantes en el Neógeno.

Etapa 3. Deformación transpresiva, elevación de las sierras y creación de las cuencas neógenas

En esta etapa la Meseta Oceánica del Caribe colisionó con la corteza del arco de La Española, resultando la primera cabalgada por la segunda. En el frente de deformación de la Cordillera Central, el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta avanzó sobre la cuenca de antepaís de San Juan, resultando la elevación de la cordillera y la restricción y somerización de las áreas de sedimentación.

La Cuenca de San Juan se rellenó por sedimentos turbidíticos y deltaicos de la Fm Trinchera que se extendieron a la Cuenca de Enriquillo pasando entre los altos estructurales incipientes de las sierras de Neiba y Martín García. El relleno sedimentario de la Fm Trinchera y el avance del frente de deformación redujeron la batimetría, que a comienzos del Plioceno representa una plataforma poco profunda rodeada por relieves emergidos. Las cuencas de Ázua y San Juan configuraban una amplia bahía, donde se depositaron sedimentos detríticos finos de la Fm Quita Coraza, al tiempo que se depositaban potentes series de evaporitas (Fm Angostura) en el centro de la Cuenca de Enriquillo.

La tendencia somerizante continuó a lo largo del Plioceno en un ambiente litoral, con sistemas fluviales provenientes de la Cordillera Central (Fm Arroyo Blanco) y abanicos aluviales de área fuente local. A finales del Plioceno los abanicos aluviales se extendían por las cuencas de San Juan y Ázua (Fm Arroyo Seco), cabalgados en Azua por el Cinturón de Peralta. Son los antecesores directos de los abanicos que orlan las áreas montañosas actuales.

Durante el intervalo Plioceno-Pleistoceno, la Cuenca de Enriquillo formaba un estrecho que unía las bahías de Neiba y Puerto Príncipe, flanqueado por las sierras de Neiba y Batoruco. La alternancia de carbonatos litorales y conglomerados aluviales en la Fm Jimaní fue el resultado de la actividad episódica de las fallas que elevan los bloques de las sierras y del movimiento transcurrente de la falla de Enriquillo. El plegamiento de la Fm Jimaní indica que la deformación continua en el Cuaternario.

Pero otros factores han intervenido en la deformación y los cambios paleogeográficos. Por una parte, el avance de la cresta de Beata hacia la bahía de Ocoa causó el arqueamiento y fracturación en el ámbito de la bahía, especialmente en el caso del extremo oriental de la sierra de Martín García (Díaz de Neira, 2000a). Por otra, desde finales del Plioceno se inició un vulcanismo calcoalcalino y alcalino en la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan. La distribución espacial y temporal del episodio calcoalcalino sugiere una relación con el avance de la cresta de Beata, aunque no como proceso generador de los magmas sino favoreciendo su ascenso a través de desgarres E-O.

Etapa 4. La evolución holocena

A comienzos del Holoceno las cuencas de Enriquillo y San Juan se desarrollaron bajo condiciones diferentes. La primera formaba un estrecho de mar con arrecifes de coral; en tanto que la segunda era la cuenca continental del río Yaque del Sur, que desembocaba en la bahía de Ocoa. El acontecimiento más importante fue la avulsión del Yaque del Sur a la Cuenca de Enriquillo y el abandono de su trayecto por la bahía de Ocoa. Aunque las causas no han sido satisfactoriamente aclaradas, el proceso desencadenante de la avulsión pueden ser los cambios de elevación del terreno por la actividad de la falla de Enriquillo o las modificaciones en la forma de la bahía por el avance del ridge de Beata.

Si bien en el valle de San Juan no se han producido modificaciones aguas arriba del punto de cambio de cauce, los cambios acaecidos en la Cuenca de Enriquillo han sido notables. La irrupción del río en el sector oriental del estrecho formó un amplio delta, que a partir de este momento ha impedido la conexión entre el sector occidental y la actual bahía de Neiba. Privada de su conexión con el mar Caribe, el entrante de mar de Enriquillo se convirtió en el lago Enriquillo, que posteriormente se ha ido encajando por razones climáticas y neotectónicas. En el área oriental de la Cuenca de Enriquillo, el delta del Yaque del Sur

alcanzó el margen de la sierra de Bahoruco, pero la interposición de relieves menores ha impedido la colmatación de la laguna de El Rincón.

Actualmente, la región está sometida a una dinámica variada, destacando la acción fluvial, lacustre y endorreica en las depresiones, torrencial y kárstica en las sierras, y litoral, en la bahía de Neiba.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

En el conjunto del valle de Enriquillo, el clima se puede considerar árido, con una evapotranspiración potencial de referencia (ETPo- promedio de 1770 mm) mayor que la precipitación en todos los meses del año. Esta tendencia, sin embargo, se invierte en las zonas altas más húmedas de la sierra de Neiba. Los valores promedio de lluvia anual oscilan entre los mínimos de 446 mm en el seno del valle (p.ej. Tamayo) y los máximos de 1527 mm en los relieves de la citada sierra (p.ej. Los Bolos); la precipitación promedio sobre el lago Enriquillo está en torno a los 600 mm/a. El régimen de lluvias es en general 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 la montaña), 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, 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, dentro del cual se encuadra la Hoja de Jimaní, es el lago Enriquillo que constituye su base de drenaje superficial y subterráneo. En este sector, la red hidrográfica está integrada por cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas) de carácter estacional, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con crecidas rápidas y violentas en la época de lluvias. Son cursos de corto recorrido que nacen en las sierras periféricas donde se orientan a favor de las directrices estructurales y

desembocan en el lago Enriquillo con dirección subperpendicular a éstas. Es el caso del Arroyo Blanco que forma el abanico aluvial sobre el que se halla el pueblo de Jimaní (Fig. 4.1).

En el valle de Enriquillo se desarrolla una intensa actividad agrícola que ha comenzado recientemente en la Hoja de Jimaní sobre el llano de la depresión de El Limón, abastecida de agua mediante pozos.

6.1.2. Hidrogeología

El cuadro adjunto (Fig. 6.1) resume las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Jimaní, según se han definido en el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000 que acompaña al mapa geológico. Incluye la litología dominante de cada unidad, el grado y tipo de permeabilidad y en algunos casos las características de los acuíferos que albergan. De forma complementaria se presenta el esquema hidrogeológico del valle de Enriquillo (o valle de Neiba) realizado por Acuater (2000) para el Estudio Hidrogeológico Nacional (Fig. 6.2).

Según las mediciones de Acuater (2000), la transmisividades más altas se dan en los acuíferos de 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. Las principales fuentes de alimentación de los acuíferos resultan de una combinación 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. En la Hoja de Jimaní las recargas laterales desde la sierra de Bahoruco son importantes en el Arroyo Blanco, una cañada sin nombre al oeste de la Loma Casimiro, la cañada de Quengue y el río Viejo. El agua subterránea fluye filtrada en el contacto entre los conglomerados que rellenan el fondo de valle y el sustrato de caliza de la sierra, bombeándose caudales elevados de hasta 4500 litros por minuto. El único cauce con agua permanente en superficie es el Arroyo Blanco.

La infiltración cárstica en las sierras de Bahoruco y de Neiba es evidenciada por extensos campos de lapiaz y dolinas, que en el caso de Bahoruco ocupan las planicies elevadas de la República de Haití. El tránsito de las aguas subterráneas hacia el lago recorre desniveles próximos a 1500 m en circuitos superficiales importantes responsables de la aparición de

Fig. 6.1. Cuadro Unid. Hidrogeol. Jimaní

Fig. 6.2. Esquema Hidrogeol. Cuenca de Enriquillo

Fig. 6.3. Modelo Hidrogeol. Cuenca de Enriquillo

manantiales a favor de las fallas que limitan las sierras de la depresión de Enriquillo, brotando generalmente en el contacto entre los depósitos de abanicos y conos aluviales (que a veces están conectados con el arrecife subactual), y las formaciones de granulometría más fina del fondo del valle. Ninguno de ellos tiene representación en la Hoja de Jimaní pero son muy conocidos en las limítrofes, principalmente en las Hojas de La Descubierta, Boca Cachón, Neiba y Duvergé. Son manantiales con caudales medios elevados (> 40 l/s), que pueden alcanzar hasta 300 l/s en las proximidades de La Descubierta y Boca Cachón. Algunos de estos manantiales presentan una discreta mineralización indicativa de una alimentación a partir de aguas de circulación profunda, que según Acuater (2000) suelen estar diluidas con aguas de circuitos superficiales, ricas de calcio y bicarbonatos. En siete de estos manantiales las aguas se pueden calificar de minero-medicinales y sus propiedades químicas les confieren cierto interés para uso terapéutico, con caudales suficientes para su aprovechamiento comercial en pequeños establecimientos termales. 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 figura 6.3, tomada de Acuater (2000): acuíferos fluviales y lacustres en la planicie central y acuíferos muy 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 de norte a sur. Los parámetros de este modelo parecen igualmente aplicables a la zona de transición entre la sierra de Bahoruco y el valle de Enriquillo.

6.2. Recursos minerales

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. 6.4).

Fig. 6.4. Cuadro resumen de la exploración petrolífera en la república dominicana

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. GAS Y PETRÓLEO DOMINICANA	1964-69 1964-70	Valle del Cibao sierra de El Número Llano de Azua	Sorpresa-1 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	

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

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

Las exploraciones sufrieron un nuevo abandono hasta que en 1956 la Compañía Petrolera Dominicana adquirió concesiones que cubrieron la mayor parte del país. Su filial, la Compañía Petrolera Azuana inició dos nuevas perforaciones en 1958 (Kilómetro 19-1 y Arroyo Blanco-1). En 1960 se efectuaron dos nuevos sondeos (Kilómetro 19-2 y Maleno DT-1) y se retomó nuevamente el sector de Maleno, cuya producción resultó no obstante insignificante. A finales de ese mismo año se perforó Palo Alto-1 al norte de Barahona para explorar una anomalía gravimétrica cuya estructura se había perfilado con sísmica, pero el pozo resultó seco. En los siguientes años la Compañía Petrolera Dominicana continuó desarrollando campañas sísmicas y trabajos de campo en la Cuenca de Enriquillo que culminaron en los sondeos Mella-2 y Cabritos-1. En este último se encontraron trazas de material asfáltico pero nada de petróleo ni gas, aunque se observaron indicios de éstos en superficie.

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

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

En épocas recientes hay que reseñar las diversas campañas sísmicas efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1991 en la bahía de Ocoa. Durante la realización del primer Proyecto de Cartografía Geotemática (1997-2000) se tuvo constancia de la realización de una nueva campaña sísmica en la región del Llano de Azua por parte de Murphin Dominicana a la que, dada su confidencialidad, no se tuvo acceso. Igualmente, durante la realización del presente proyecto la misma compañía acabó la perforación del pozo Boca Cachón-1 ($71^{\circ} 51,7' W$; $18^{\circ} 32,5' N$) 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 Higuierito (Texas Company, 1905). La producción de los campos de Maleno e Higuierito 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 Sombrerito 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 Sombrerito 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

En la superficie de la hoja no hay ningún punto de aprovechamiento de sustancias metálicas ni de rocas industriales u ornamentales, aunque el potencial de este sector se puede considerar alto, dado el volumen de calizas existente en la sierra de Batoruco y en la Fm Jimaní, y la abundancia y accesibilidad de las gravas de los abanicos aluviales (Locutora y Lopera, 2004).

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, utilizados 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. Descripción de los L.I.G.

En la Hoja de Jimaní la deformación neotectónica es la primera causa que controla la evolución del relieve y tiene implicaciones de riesgo para los asentamientos humanos de Jimaní (9000 habitantes) y de El Limón. El primer LIG trata de la observación de deformación neotectónica asociada a la falla de Enriquillo que interacciona con el abanico aluvial del Arroyo Blanco, junto al mismo pueblo de Jimaní. El segundo LIG permite observar la deformación de la paleocosta holocena, que combinada con el eustatismo y la dinámica fluvial del río Yaque del Sur explican la historia de avance y retroceso del mar que ha culminado en el actual lago Enriquillo.

7.1.1. Terraza aluvial basculada por la falla de Enriquillo

Está situada al este del pueblo de Jimaní. Se accede por la carretera de Jimaní a la Descubierta, girando por una pista a la derecha antes de una curva fuerte de la carretera. La pista conduce al cauce seco del Arroyo Blanco y a la terraza deformada, que se puede recorrer a pie de este a oeste (UTM, X: 019982; Y: 204688). Otra posibilidad es descender caminando el cauce del Arroyo Blanco por 600 metros desde el puente sin terminar de la carretera Jimaní-Duvergé.

Tres detalles de este punto se muestran en el capítulo de tectónica (Fig. 3.13). Los rasgos más significativos son:

1.- Un escarpe de unos 15 metros de alto y 750 m de largo formado por conglomerados basculados, deflecta y es paralelo al cauce principal del abanico del Arroyo Blanco. En la extremidad oriental del escarpe se observa un cambio lateral de facies hacia el este, de conglomerados aluviales a limos y arenas con cantos gasterópodos y foraminíferos. Corresponde a la entrada de un abanico aluvial en el margen del lago (o tal vez una bahía), y por tanto en un tiempo pre-actual un entrante del lago llegaba casi hasta el pueblo de Jimaní.

2.- En la extremidad occidental del escarpe la inclinación de las capas alcanza 17° , con una capa de arenisca que resalta por su color gris y que es erosionada pendiente arriba por pequeños canales. Esta capa y las inmediatas suprayacentes están cortadas por fallas inclinadas en sentidos opuestos definiendo una pequeña fosa. Se puede apreciar un punto en que las fallas terminan hacia arriba y los conglomerados se expanden rellenando el hueco de la fosa. Estos últimos son contemporáneos con el movimiento de las fallas.

3.- Morfológicamente la terraza de conglomerados forma un bloque elevado que corta el abanico del Arroyo Blanco y desvía sus aguas. Desde el punto de vista de avenidas catastróficas es seguro construir sobre el alto y evitar la zona del abanico al pie de escarpe susceptible de inundación.

3.- Notoriamente los conglomerados están basculados con un eje paralelo a la falla de Enriquillo, situada sólo 500 metros al norte de este punto. Un tema de discusión es la existencia de una falla menor paralela a la de Enriquillo situada en la base del escarpe de conglomerados y el papel de ambas fallas en la elevación del área y la retirada del entrante del lago hasta su posición actual.

7.1.2. Cuaternario marino deformado en la Cañada Honda

Se accede desde el pueblo de Jimaní preferiblemente con un vehículo 4X4. De la carretera de Jimaní a La Descubierta se toma una pista antes de una curva fuerte a la izquierda. La pista bordea los depósitos eólicos de la orilla del lago Enriquillo. Tras 6.5 km se deja el vehículo en un pequeño puente sobre la Cañada Honda. El afloramiento se encuentra aguas arriba del cauce seco y se accede a pie en pocos minutos. Es un arrecife de coral emergido de gran interés biológico, paleogeográfico y estructural.

Un dibujo de campo de este punto se presenta en la figura 2.5 del capítulo de estratigrafía, complementado con la reconstrucción de la paleocosta holocena de la figura 2.4. las observaciones más significativas son:

1.- Los primeros afloramientos corresponden a depósitos aluviales horizontales de limos que cauce arriba incluyen pasadas de arena con trozos de bivalvos y restos de corales. Los niveles de conchas pueden formar pequeñas barras dirigidas hacia el OSO (240°). Un poco

más adelante se aprecia que el nivel de limos está cubierto por una lumaquela de bivalvos en la base de un arrecife de coral.

2.- Se alcanza un área plegada. La observación más importante es que los sedimentos descritos en (1) incorporan cantos y bloques y cubren una superficie de erosión que trunca otros sedimentos cuaternarios más antiguos deformados por pliegues y fallas. Bajo la superficie de erosión hay dunas formadas por bioclastos muy gruesos y microconglomerado con caras de avalancha inclinadas hacia el NO (depósitos de playa de alta energía). Bajo estas dunas hay coladas desorganizadas de conglomerados con bloques y arenisca, cortados por una falla inversa dirigida hacia el sur (facies de paleo-escarpe costero).

3.- De forma significativa para datar la deformación, se observa que los limos con cantos y bloques descritos en (1) rellenan los paleorelieves por estratos de crecimiento que fosilizan los pliegues. La lumaquela de conchas en la base del arrecife de coral y el mismo arrecife están sólo ligeramente deformados como un monoclinal basculado hacia el norte. Asociado al cambio de pendiente que produce el monoclinal, la lumaquela de bivalvos en la base del arrecife cambia de facies hacia el sur (costa) a un conglomerado transgresivo.

4.- Pocos metros más adelante aparece el sustrato de la Fm las Salinas, formado por capas verticales de calcilitas del Plioceno. Tanto los conglomerados plegados como los limos que fosilizan los pliegues se acuñan sobre la superficie de discordancia (paleocosta escarpada), desafortunadamente el acuñamiento ocurre en un tramo con mala calidad de observación y por ello es recomendable complementar la visita de la cañada La Zanja con una visita a la cañada El Aculadero, situada 1200 m al oeste, donde la geometría detallada del acuñamiento está magníficamente expuesta.

La sucesión de acontecimientos que se deduce es: 1) Los pliegues de la Fm Las Salinas y el anticlinal de la Loma del Derrico son post-pliocenos. 2) La elevación del anticlinal fue pareja con la retirada del mar y su flanco norte se erosionó formando una paleocosta de perfil suave, con rupturas de pendiente relacionadas con nuevas fallas activas. 3) La actividad de las fallas terminó en el 9960 +/- 100 A.C., edad de la acumulación de conchas en la base del arrecife de coral (Taylor *et al.*, 1985). 4) Esta acumulación marca la base de una transgresión marina, que culminó con el arrecife de coral, terminando en una regresión con la retirada del mar en el 2820 +/- 40 A.C.

8. BIBLIOGRAFÍA

- **ACUATER (2000):** Estudio Hidrogeológico Nacional. Valle de Neiba. Mapas y Memoria. *Programa SYSMIN*. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- **ÁLVAREZ, W. (1998):** Tyrannosaurus rex y el cráter de la muerte. Crítica. Barcelona, 201 p.
- **BERMUDEZ, P.J. (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication, 25, 322 p.
- **BELLON, H., VILA, J.M., MERCIER De LEPINAY, B. (1985):** Chronologie K-Ar et affinités geoquímiques des manifestations magmatiques au crétacé et au paleogene dans L'île d'Hispaniola. *En*, Geodynamique des Caribes, Editions Technip.
- **BIJU-DUVAL, B., BIZON, B., MASCLE, A., MULLER, C. (1983):** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. *En*: J.S. Watkins, C.L. Drake, (eds.). Studies in continental margin geology. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir, 34, p. 325-346.
- **BLESCH, 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.
- **BOLD, W. van den (1975):** Neogene biostratigraphy of southern Hispaniola. *Bull. Am. Paleotol.* No. 286, 39 p.
- **BOURGOIS, J., TAVARES, I., VILA, J.M. (1979):** L'Eocene a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. *Bull. Soc. Geologique de France*, 7, p. 759-764.
- **BREUNER, T. A. (1985):** The Geology of the Eastern Sierra de Neiba. Tesis doctoral, Universidad de Washington (inédito), 120 p.

-
- **BURKE, K., FOX, P.J., SENGÖR, M.C. (1978):** Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, p. 3949-3954.

 - **BURKE, K. (1988):** Tectonic evolution of the Caribbean. *Annales Rev. Earth and Planetary Science Letters*, 16, p. 201-230.

 - **BYRNE, D.B., SUAREZ, G., McCANN, W.R., (1985):** Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, p. 420-421.

 - **C.G.G. (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE) (1999):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aeroportada de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.

 - **CONDIE, K.C. (2001):** Mantle plumes and their record in Earth History. Cambridge University Press, 306 p.

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

 - **COOPER, C. (1983):** Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic. M. S. Thesis, State University of New York, Albany, 145 p. (Inédito).

 - **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 LEON, R. (1983):** Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región suroeste. Publicaciones especiales, Museo de Historia Natural, Santo Domingo, 25 p.

 - **De METS, C., JANSMA, P., MATTIOLI, G., DIXON, T., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. y MANN, P., (2000):** GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, p. 437-440.

 - **DESCHAMPS, I. (2004):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50,000 nº 5871-IV (Boca Cachón) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la

-
- República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- **DÍAZ de NEIRA, J.A. (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50,000 n° 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
 - **__, (2000a):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50,000 n° 6071-II (Azua) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
 - **DIXON, T., FARINA, F., DeMETS, C., JANSMA, P. and CALAIS, E. (1998):** Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation based on a decade of GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 103: 15, p. 157-182.
 - **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 n° 7,14 and 15. Dominican Republic. Santo Domingo Office n° 15, Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 17 p.
 - **DOLAN, J.F., MANN, P., de ZOETEN, R., HEUBECK, C., y SHIROMA, J., (1991):** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En: Geologic and tectonic development of the North

America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262, p. 217-263.

- **DOLAN, J.F., MULLINS, H.T. y DAVID, J.W. (1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. En: *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, (Dolan, J.F. y Mann, P., eds.) *Volumen especial N° 326 de la Sociedad Geológica de America*, 174 p.
- **DOLAN, J.F., MANN, P., (eds.) (1998):** Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. *Geological Society of America Special Paper*, 326, 174 p.
- **ESCUER, J. (2004):** Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico de la Hoja a escala 1:100,000 de Jimaní (5871) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- **GARCÍA, E. y HARMS, F. (1988):** Informe del Mapa Geológico de la República Dominicana escala 1:100,000 San Juan (4972). Santo Domingo, 97 p.
- **GARCÍA LOBÓN, J.L. (2004):** Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto-L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- **GARCÍA SENZ, J. (2004):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50,000 n° 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 escala 1:50,000 n° 5871-II (Duvergé) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

-
- **GIRARD, D., BECK, C., STEPHAN, J.F., BLANCHET, R., y MAURY, R. (1982):** Pétrologie géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétacées péri-caraibes: *Bulletin of the Geological Society of France*, v.24, p. 535-544.
 - **GÓMEZ SAINZ DE AJA, J.A. (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50,000 n° 6072-IV (Gajo de Monte) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
 - **HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50,000 n° 6071-I (San José de Ocoa) 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, p. 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. y MANN, P. (1991):** Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. 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, p. 315-336.
 - **LLINAS, R.A. (1971):** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana: México city, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería, 83 p.

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

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

 - **LOCUTURA, J. y LOPERA, E. (2004):** Mapa de Recursos Minerales de las Hojas a escala 1:100,000 de Jimaní (5871) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.

 - **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., TAYLOR, F.W., BURKE, K., y KULSTAD, R. (1984):** Subaerially exposed Holocene coral reef, Enriquillo Valley, Dominican Republic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, p. 1084-1092.

 - **MANN, P. y LAWRENCE, S.R. (1991):** Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14, p. 291-308.

 - **MANN, P., LEBRÓN, M., RODRÍGUEZ, J. and HEUBECK, C. (1991a):** 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., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. 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, p. 1-28.

-
- **MANN, P., McLAUGHLIN, P.P. y COOPER, C. (1991c):** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. 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, p. 367-390.

 - **MANN, P., TAYLOR, F.W., EDWARDS, R.L. y 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, p.1-69.

 - **MANN, P., McLAUGHLIN, P., Van den BOLD, W.A., LAWRENCE, S.R. y LAMAR, M.E. (1999):** Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. En P. Mann (Ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4 (Series Editor: K.J. Hsü), p. 3-31.

 - **MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DeMETS C., JANSMA, P.E. y MATTIOLI, G.S. (2002):** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21, 6, p. 1- 26.

 - **MASSON, D.G. y SCANLON, K.M. (1991):** The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154.

 - **MAUFFRET, A. y LEROY, S. (1997):** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, p. 61-104.

 - **MAURRASSE, F., HUSLER, G., GEORGES, G., SCHMITT, R. y DAMOND, P. (1979):** Upraised Caribbean Sea floor below acoustic reflector B” and the Southern Peninsula of Haiti, *Geolog. Minjbuow.*, 8, p. 71-83.

 - **McLAUGHLIN, P.P., Van Den BOLD, W.A. y MANN, P. (1991):** Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. 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, 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 p. (Inédito).

 - **NICOL, N. (2004):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50,000 nº 5970-IV (Las Salinas) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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

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

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

 - **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, p. 13-39.

 - **PINDELL, J.L. y 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*, p. 404-432.

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

 - **PUBELLIER, M., MAUFFRET, A., LEROY, S., VILA, J.M. y AMILCAR, H. (2000):** Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of Neogene of Hispaniola, Greater Antilles. *Tectonics*, Vol. 19, No. 4, p. 630-648.

-
- **READING, H.G. (ed.) (1996):** Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science (UK), 3^{er} Edition, 688 p.

 - **RUTTER, E.H., HADDOCK, R.H., HALL, S.H., y WHITE, S.H. (1986):** Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Paleoph*, 124.

 - **SANZ J. y SOLER, M. (2004):** Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 5873-II (Bánica) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

 - **SAYEED, U., MAURRASSE, F., KEIL, K., HUSLER, J. y SMITH, R. (1978):** Geochemistry and petrology of some mafic rocks from Dumisseau, Haití: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 59, 403.

 - **SEN, S.K, HICKEY-VARGAS, G.R., WAGGONER, G. and MARAUSSE, F. (1988):** Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation, southern Haiti; Implications for the origin of the Caribbean crust. *Earth Planet Sci. Lett.*, 87, p. 423-437.

 - **TAYLOR, F.W., MANN, P., VALASTRO, S., and BURKE, K. (1985):** Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic. *J. Geol.* 93, p. 311-332.

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

 - **TOLOCZYKI, M. y RAMÍREZ, L. (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana 1:250,000. Ministerio de Energía y Minas, Servicio Geológico Nacional, Instituto Geográfico Universitario, Santo Domingo, D.N. (en cooperación con Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania).

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

- **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.