



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO

DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

ESCALA 1:50.000

MONTECRISTI

(5875-I)

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 K, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 9024) 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.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Enrique Bernárdez Rodríguez (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Enrique Bernárdez Rodríguez (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oro (GEOPREP)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

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

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Enrique Bernárdez Rodríguez (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Pedro Florido Laraña (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Ing. José Luis García Lobón (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Dr. Marc Jouvert (BRGM)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

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

- Dr. Andrés Pérez-Estaún (Instituto 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. D. 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 K. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Sedimentológico del Proyecto K
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto K
- 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 Montecristi se sitúa en el margen noroeste de la República Dominicana, limitando hacia el norte y el oeste con el Océano Atlántico, y representa el límite occidental de la cordillera Septentrional.

Los materiales precuaternarios que afloran en la hoja pertenecen al dominio del Bloque de Altamira en la Cordillera Septentrional, con un rango de edades abarcando desde el Cretácico Inferior al Plioceno Inferior.

La unidad de el Cacheal (Cretácico Inferior) está compuesta por materiales siliciclásticos y calizas micríticas con facies marinas profundas. La Formación Las Lavas, Oligoceno Superior al Mioceno Medio, es un complejo turbidítico de margas y calcarenitas con brechas de talud en su base (Unidad de El Limón) y se sitúa discordantemente sobre la unidad de El Cacheal. La unidad de Isabel de Torre (Mioceno Superior), está formada por margas de cuenca, ricas en foraminíferos planctónicos. La unidad de El Morro (Mioceno Superior a Plioceno Inferior) es un sistema turbidítico dominado por margas con sedimentos calcareníticos procedentes del norte.

Los materiales cuaternarios predominantes son sedimentos de marisma. Los depósitos continentales, a pesar de que no son muy abundantes, tienen una gran diversidad e incluyen eolianitas, glaciales, abanicos aluviales, fondos de valle y depósitos de coluviones.

La tectónica de la hoja se caracteriza por la aparición de fallas transcurrentes, relacionadas con movimientos senestrales, en la Cordillera Septentrional. Las principales fallas de la zona de estudio son, de norte a sur, las de Los Cayucos, Isabel de Torre y Montecristi. La de Los Cayucos es una gran falla transtensional con un desplazamiento grande, moviéndose al menos desde el Plioceno Inferior. La falla de Isabel de Torre, es un desgarre de menor importancia y más reciente, probablemente relacionado con movimientos tardíos de la falla de Los Cayucos. La falla de Montecristi es un desgarre relativamente moderno, relacionado con la Zona de Falla Septentrional. La hoja muestra una densa red de fallas menores relacionadas con las de mayor tamaño. Diversas características, tales como la presencia de abanicos aluviales sumergidos y superficies marinas de erosión indican la existencia actividad tectónica en tiempos recientes.

ABSTRACT

The Montecristi sheet is located in the north-western termination of the Dominican Republic, bordering to the north and the west with the Atlantic Ocean., and represents the western end of the Cordillera Septentrional.

Pre-Quaternary materials cropping out in the sheet belong to the Altamira Block of the Cordillera Septentrional domain, and range in age from Lower Cretaceous to Lower Pliocene.

The Lower Cretaceous El Cacheal unit is represented by siliciclastics and micritic chinks with deep marine facies. The Upper Oligocene to Middle Miocene Las lavas Fm is a marly-calcareous turbiditic complex with talus breccias (El Limon Member) at its bottom, and rests with angular unconformity on the El Cacheal unit. The Middle to Upper Miocene Montecristi Unit is a siliciclastic graywacke dominated turbidite complex. The Upper Miocene Isabel de Torre unit is formed by basinal marls rich in planktic forams. The Upper Miocene to Lower Pliocene El Morro unit is a marly dominated turbiditic system with calcareous sediments coming from the North.

The predominant Quaternary materials are coastal-marsh sediments. Continental deposits, although not areally dominant, show wide diversity, including eolianites, glacia, alluvial fans, floor valley and colluvial deposits.

The tectonic features of the sheet are faults related to transcurrent sinistral movements in the Cordillera Septentrional. The major faults in the studied area are, from north to south, the Los Cayucos, The Isabel de Torre, and the Montecristi faults. The Los Cayucos fault is a large transpressional fault with a long displacement, moving, at least since the Lower Pliocene. The Isabel de Torre fault is a less important and more recent strike-slip fault, probably related to end movements of the Los Cayucos fault. The Montecristi fault is a modern transcurrent fault, related to the Septentrional Fault Zone, which in some places shows associated diapiric materials. The sheet is also affected by a dense network of minor faults related with these major faults. Diverse features, such as submerged alluvial fans, and elevated marine erosion surfaces, indicates tectonic activity in recent historical times.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	2
1.2. Situación geográfica	2
1.3 Marco Geológico	5
1.4. Antecedentes	11
2. ESTRATIGRAFIA	12
2.1 Cretáceo	12
<u>2.1.1. Unidad de El Cacheal (1). Grauvacas calizas y lutitas en facies marina profunda. Cretáceo Inferior. K₁</u>	<u>12</u>
2.2. Terciario	13
<u>2.2.1 Formación Las Lavas. Miembro El Limón (2) P₃-N₁¹: Brechas y megabrechas calcáreas con bloques de rocas volcánicas. Miembro La Pocilquita (3) N₁¹-N₁²: Margas, calizas y brechas calcáreas en facies turbidítica. Oligoceno Superior- Mioceno Medio.</u>	<u>13</u>
<u>2.2.3 Unidad de Isabel de Torre (n.n.) (5) margas de cuenca con foraminíferos planctónicos. Mioceno Superior. N₁³</u>	<u>18</u>
<u>2.2.4 Unidad de El Morro (n.n.): (6) Margas y calizas arenosas en facies turbidítica; (7) Calizas detríticas en facies de abanico turbidítico. Mioceno Superior- Plioceno Inferior. N₁³-N₂¹</u>	<u>19</u>
2.3 Cuaternario	21
<u>2.3.1 Arenas eólicas (8). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>21</u>
<u>2.3.2 Llanura de inundación: Fangos arenas y gravas (9). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>21</u>
<u>2.3.3 Fondo de valle: Arenas y gravas con cantos (10). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>21</u>

<u>2.3.4 Abanico aluvial: arenas gravas y cantos (11). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>22</u>
<u>2.3.5 Coluvión: gravas y cantos (12). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>22</u>
<u>2.3.6 Glacis: arenas y gravas (13). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>22</u>
<u>2.3.7 Cordón litoral: arenas (14). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>23</u>
<u>2.3.8 Marisma baja: manglar (15). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>23</u>
<u>2.3.9 Marisma alta: limos y arenas finas (16). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>23</u>
<u>2.3.10 Antrópico: salinas (17). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>23</u>
3.TECTONICA.....	25
3.1 Introducción. Contexto Geodinámico.....	25
3.3 Estructura de la Hoja.....	32
3.4 Neotectónica.....	35
4. GEOMORFOLOGÍA	37
4.1 Análisis geomorfológico.....	37
<u>4.1.1 Estudio morfoestructural</u>	<u>37</u>
4.1.1.1 Formas estructurales.....	37
<u>4.1.2 Estudio del modelado</u>	<u>38</u>
4.1.2.1 Formas gravitacionales.....	38
4.1.2.2 Formas fluviales y de esorrentía superficial	39
4.1.2.3 Formas lacustres y endorreicas.....	40
4.1.2.3 Formas poligénicas	40
4.1.2.4 Formas marinas-litorales	40
4.1.2.5 Formas antrópicas.....	41
4.2 Evolución e historia geomorfológica.....	41
5.HISTORIA GEOLÓGICA.....	42

6.GEOLOGÍA ECONÓMICA	44
6.1. Hidrogeología	44
6.1.1. <u>Hidrología y climatología.....</u>	<u>44</u>
6.1.2. <u>Hidrogeología</u>	<u>44</u>
6.2. Recursos minerales	45
6.2.1. <u>Rocas Industriales y Ornamentales</u>	<u>45</u>
6.2.1.1. Descripción de las Sustancias.....	46
6.2.2. <u>Potencial minero.....</u>	<u>46</u>
6.2.3. <u>Listado de indicios.....</u>	<u>46</u>
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	47
7.1. <u>Introducción.....</u>	<u>47</u>
7.2. <u>Relación de los L.I.G.</u>	<u>47</u>
7.3. <u>Descripción de los Lugares.....</u>	<u>48</u>
7.3.1 <u>L.I.G. N° 1. Acantilados de la playa de El Morro.....</u>	<u>48</u>
7.3.2 <u>L.I.G. N° 2. Acantilado occidental de la playa de Gran Mangle.</u>	<u>49</u>
7.3.3 <u>L.I.G. N° 3. Afloramiento de la Serie de El Cacheal en la pista a La Finca.....</u>	<u>49</u>
8.BIBLIOGRAFÍA.....	50

1. INTRODUCCIÓN

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

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

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

Restauración (5873)	Restauración	5873-I
	Bánica	5873-II
Dajabón (5874)	Dajabón	5874-I
	Loma de Cabrera	5874-II
Montecristi (5875)	Montecristi	5875-I
	Pepillo Salcedo	5875-II
Diferencia (5973)	Diferencia	5973-I
	Lamedero	5973-II
	Arroyo Limón	5973-III
	Jicomé	5973-IV
Mao (5974)	Mao	5974-I

Monción	5974-II
Santiago Rodríguez	5974-III
Martín García	5974- IV

1.1 Metodología

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

Como apoyo a los trabajos de campo, se interpretaron las imágenes disponibles de satélite (Landsat TM y radar SAR), los datos de la geofísica aerotransportada (magnetismo y radiometría) del Proyecto SYSMIN (1996), y las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1984) o a escala 1:60.000 (1966).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente en un GPS, descargados y documentados en una base de datos, trazados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones anteriormente descritas (topografía, imágenes satelitales, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG.

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

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

1.2. Situación geográfica

La hoja a escala de 1:50.000 de Montecristi (5875-I) está ubicada en el extremo Noroeste de la República Dominicana (Figura 1.1), a unos 230 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 265 Km por carretera. La vía de acceso más cómoda en vehículo, es de Santo Domingo a Santiago (150 Km) por la autopista Duarte (2h) y de Santiago a Montecristi (115 Km) por la carretera homónima (1,1/2h).

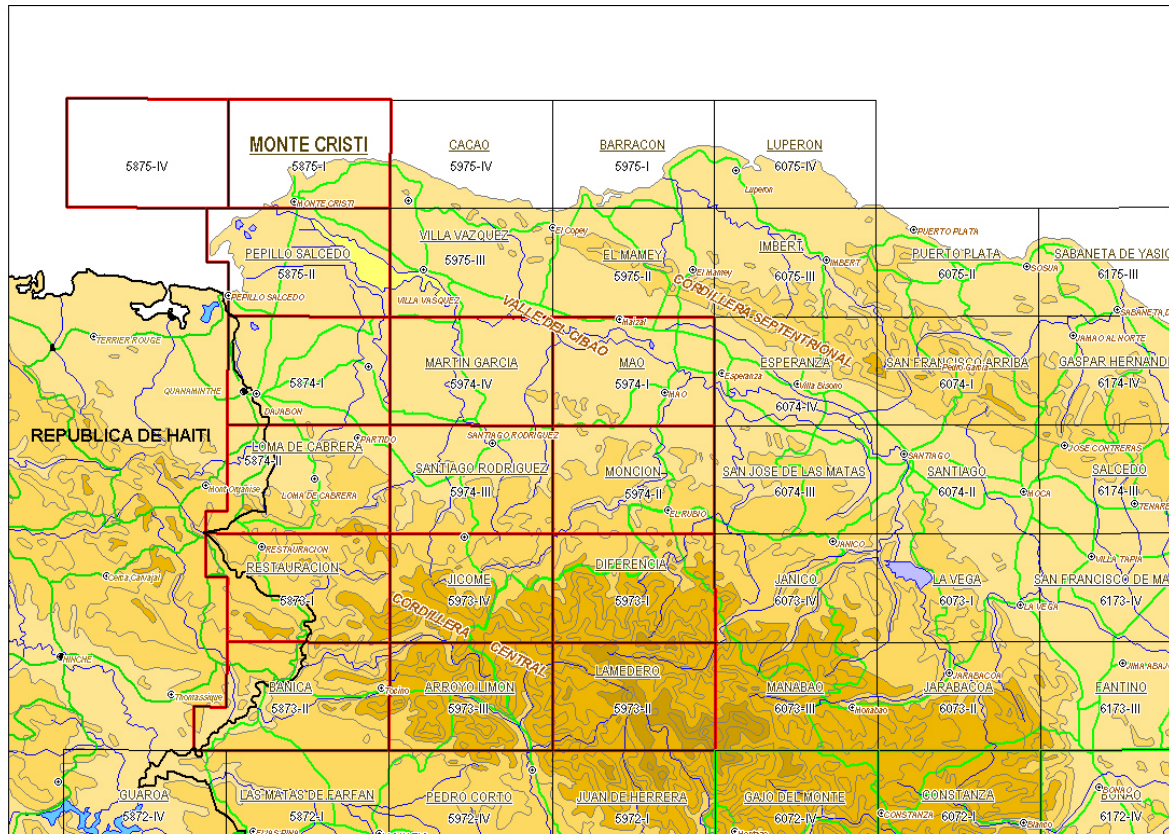


Figura 1.1 – Ubicación de la hoja Montecristi (5875-I) en el marco del proyecto K

La totalidad de la Hoja, incluyendo la ciudad de Montecristi, pertenece a la Provincia del mismo nombre. La población se concentra principalmente alrededor de la ciudad de Montecristi (14.200 habitantes) siendo los restantes núcleos de población dentro de la hoja Isabel de Torre y Jaiquí.

Las únicas carreteras asfaltadas dentro de la hoja son la carretera Santiago-Montecristi y la carretera Montecristi-Dajabón. Otras vías de comunicación dentro de la hoja son la pista que

va de Montecristi a la playa de Petí Salina (o playa Popa) pasando por la población de Isabel de Torre, y la que parte de esta última población hacia la carretera Santiago-Montecristi pasando por la población de Jaiquí.

Las principales actividades económicas de la zona son la explotación de las salinas en los alrededores de Montecristi, la pesca, la ganadería de caprino, la apicultura, el turismo y negocios relacionados. Este último, aún lejos de la masificación, es claramente susceptible de futuro desarrollo, especialmente si es orientado a un ecoturismo de calidad, que tiene su principal factor de atracción en el Parque Nacional de Montecristi, pendiente de definición de límites.

La red fluvial de la hoja carece de cauces permanentes, estando limitada a una serie de cauces temporales de escaso recorrido parte de los cuales desemboca en el Atlántico y formando parte el resto de la cuenca del Yaque.

Geomórficamente, la hoja de Montecristi, pertenece, a las estribaciones occidentales de la cordillera Septentrional con elevaciones moderadas entre las que destacan la Loma de El Muerto (305 m), la Loma de El Morro (237 m), la Loma de Los Magueyes (204 m) la Loma de Isabel de Torre (157 m), y el Cerro de Los Cayucos (154 m). En la orla litoral hay un importante desarrollo de manglares, centrado sobre todo en la bahía de Icaquitos.

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de los 26,5°C. La precipitación anual media es una de las más bajas del país, con precipitaciones medias próximas e incluso inferiores a los 600 mm. La vegetación es de bosque seco tropical con claro predominio de la Acacia espinosa (*Acacia farnesiana*) seguida por el Cambrón (*Prosopis juliflora*) y en la proximidad de la línea de costa Uva de playa (*Coccoloba uvifera*). Los manglares de la zona están dominados por Mangle rojo (*Rizophora mangle*) seguido por Mangle botón (*Conocarpus erecta*)

1.3 Marco Geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la Republica Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados: desde conglomerados continentales a abanicos turbidíticos, desde coladas de lavas y brechas vulcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas etc. A todo esto hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, a su vez con importantes cortejos filonianos. Esta diversidad de materiales puede apreciarse en el esquema geológico de la Isla que se muestra en la figura 1.2.

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

- En primer lugar por el carácter oceánico de la isla, al menos durante el mesozoico, asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de la corteza oceánica, sometida a procesos de subducción, provoca por un lado la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios, y por otro la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas, unida a la escasa anchura de las plataformas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.
- En segundo lugar la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta productividad biológica de las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas arrecifales y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es igualmente responsable de las altas tasas de meteorización que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos.
- En tercer lugar la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarramiento transpresivo, que ha afectado a isla desde su formación, y de forma más evidente desde el

Paleoceno, va a dar lugar por una parte a una elevada tasa de denudación y por otra a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar asimismo a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la juxtaposición en el espacio de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

La repartición espacial de este conjunto de materiales es muy heterogénea, pudiendo diferenciarse, dentro del área abarcada por el proyecto K, una serie de dominios tectosedimentarios con características diferenciadas (Fig. 1.3). La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros corresponden a materiales de cobertera posteriores a las principales etapas de deformación.

De Norte a Sur los dominios tectosedimentarios representados dentro del área del Proyecto K son los siguientes:

- Dominio de la Cordillera Septentrional, limitado al Norte por el océano atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían en principio al denominado Bloque de Altamira de Zoeten (1988). En el área cartografiada, discordantemente sobre materiales marinos profundos del Cretáceo Inferior, se encuentra una potente serie de carácter fundamentalmente turbidítico, con episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.

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

grandes espesores de sedimentos. A estos materiales hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el valle del Yaque.

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

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

-El dominio de la Cordillera Central se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al Sur por la Falla de San José-Restauración. Los materiales más antiguos que afloran en este dominio son depósitos volcánicos y vulcanosedimentarios, de edad Jurásico Superior-Cretáceo Inferior, que presentan una deformación polifásica y son denominados Complejo Duarte. Sobre este "zócalo" se depositó una potente serie vulcanosedimentaria a la que siguen depósitos de talud y calizas pelágicas, todavía durante el Cretáceo Superior, y finalmente calizas de plataforma de edad Eoceno. Todos estos materiales están afectados por deformaciones de carácter transpresivo de intensidad variable según zonas y, además, se encuentran afectados por numerosas intrusiones, principalmente de carácter ácido, y diversos grados y tipos de metamorfismo.

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

-El dominio de la Cuenca de San Juan ocupa la esquina Suroeste del área del proyecto K. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Oligoceno superior al Plio-Pleistoceno. Constituyen en conjunto una serie de relleno de cuenca pasándose de facies turbidíticas gradualmente hasta depósitos fluviales.

Además de estos materiales hay que señalar la presencia de una gran diversidad de materiales cuaternarios que en algunos casos llegan a ocupar la mayor parte de la superficie de la hoja cartografiada.

Dentro de la presente hoja los materiales representados y que se describen a continuación corresponden al dominio de la Cordillera Septentrional.

Fig. 1.2 Esquema geológico de la Isla

Fig. 1.3 Estratigrafía dominios

1.4. Antecedentes

Los antecedentes de estudios geológicos dentro de la presente hoja son sumamente escasos y están limitados a trabajos de carácter general, que abarcan un área extensa y solo incidental o parcialmente se ocupan de aspectos de la geología de la hoja. Vaughan *et al.* 1921 publican el primer mapa geológico que incluye la región de Montecristi cartografiando los afloramientos de esta hoja como pertenecientes al neógeno del Valle del Cibao. Dohm, en 1943 realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 en que utiliza las unidades de Vaughan *et al.* (1921). Zoeten *et al.*, en Mann *et al.* (1991) publican un mapa de síntesis a escala 1:150.000 de la parte Norte de la República Dominicana en el que la totalidad de los afloramientos de la hoja de Montecristi son atribuidos al Cuaternario y la Formación Las Lavas. En el mismo año se publica el mapa de síntesis de la isla escala 1:250.000 de Eberle y Mollat. Estos autores dentro de la hoja de Montecristi, además de materiales cuaternarios, cartografían cuatro unidades que de más antigua a más moderna serían: una unidad de areniscas, marga, argilita y conglomerado en facies “flisch” a la que atribuyen una edad Eoceno inferior a Oligoceno “medio”, unas andesitas del Oligoceno “medio”, una unidad de margas con intercalaciones de calcarenita a la que atribuyen una edad Mioceno Inferior a Plioceno, y una unidad de depósitos deltaicos a los que atribuyen una edad Mioceno Superior a Plioceno.

Cepeck y Weis (1991) realizan un informe inédito sobre muestras bioestratigráficas recogidas a lo largo de toda la isla, algunas de las cuales se ubican dentro de la hoja de Montecristi.

Dolan *et al.* (1991) en su estudio sobre el Cinturón de El Mamey incluyen datos de paleocorrientes de la Formación Las Lavas tomados dentro de la Hoja de Montecristi.

Calais *et al.* (1992) realizan un estudio tectónico y estratigráfico de los sectores central y occidental de la cordillera septentrional en el que incluyen algunas observaciones realizadas dentro de la hoja de Montecristi. Estos autores identifican por primera vez la presencia de materiales cretáceos dentro de la hoja, repartiendo el resto de los materiales en dos unidades; la “Serie de Gran Mangle” y la “Serie de Villa Vázquez”.

Mann *et al.* (1998) realizan un estudio tectónico-geomorfológico de la Falla de Montecristi con varios perfiles, ninguno de los cuales entra dentro de la presente hoja.

Zoeten y Mann (1999) realizan un estudio tectoestratigráfico de un área situada al Este de esta hoja, diferenciando dentro de la Formación Las Lavas dos miembros, y definiendo los límites del Bloque de Altamira, que incluiría la totalidad de la Hoja.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1 Cretáceo

2.1.1. Unidad de El Cacheal (1). Grauvacas calizas y lutitas en facies marina profunda. Cretáceo Inferior. K₁

Los materiales cretáceos ocupan una extensión muy limitada dentro de la hoja en la zona nordeste de la misma, en las proximidades del Cerro de Los Cayucos en el paraje de El Cacheal. Estos materiales fueron identificados por primera vez por Calais *et al* (1992) con el nombre de Serie de El Cacheal. Los afloramientos de campo son muy mediocres estando la unidad generalmente recubierta por suelos actuales de muy escaso espesor. La unidad se presenta, además intensamente fracturada, diaclasada y alterada, no siendo posible reconstruir una serie general. Los mejores afloramientos se encuentran en la pista que a la altura del Cerro de Los Cayucos se desvía de la carretera de Montecristi a Playa Popa para dirigirse hacia La Finca, al Este de la hoja. La serie está constituida fundamentalmente por grauvacas en capas de potencia oscilante entre 3 y 30 cm separadas por interestratos lutíticos que pueden llegar a alcanzar los 4 cm de potencia. Esporádicamente se intercalan en la serie algunas capas de calizas micríticas, de color gris claro en superficie y negruzcas en fractura fresca, por lo general de espesor entre 3 y 10 cm pero que en algún afloramiento pueden constituir una capa de calizas tableadas de mas de 5 m de potencia.

Las grauvacas se presentan en lamina delgada como litarenítas con cemento calcáreo esparítico (40%) y con predominio de granos de rocas volcánicas (hasta 45%). Los granos de feldespatos (en torno al 10%) y algunos de rocas volcánicas suelen presentarse alterados a arcillas.

Las calizas se presentan en lamina delgada como biomicritas laminadas con textura mudstone-wackestone. Ocasionalmente presentan niveles finos discontinuos de granos siliciclásticos. Las secciones de microfauna son frecuentes habiéndose identificado secciones de radiolarios, espículas de esponjas y foraminíferos. En el campo dan olor fétido en fractura y en ocasiones se presentan sideritizadas o parcialmente silicificadas.

Tanto grauvacas como calizas se presentan en los afloramientos intensamente fracturadas y diaclasadas, estando los planos de diaclasa generalmente teñidos con óxidos de hierro y manganeso, lo que junto con las sideritizaciones y silicificaciones de las calizas indicaría la presencia de un ligero hidrotermalismo que no afecta a unidades más modernas dentro de la hoja.

La unidad ha podido ser datada gracia al hallazgo de un yacimiento de ammonites en las proximidades de la falda norte del Cerro de Los Cayucos, en el camino a La Finca. La asociación, mal conservada, ha proporcionado ejemplares determinados por el Doctor Ricard Martínez de la Universidad Autónoma de Barcelona como pertenecientes a las familias Hoplitidae y Filoceratidae, que permiten atribuir la unidad al Aptiense superior-Albiense inferior. Calais *et al.* (1992) identifican dentro de las calizas una asociación de radiolarios con *Archaeodictyomitra sp.* y *Amphypyndax sp.* en base a los cuales atribuyen a la unidad una edad “cretáceo, probablemente superior, incluso terminal”.

2.2. Terciario

2.2.1 Formación Las Lavas. Miembro El Limón (2) P₃-N₁¹: Brechas y megabrechas calcáreas con bloques de rocas volcánicas. Miembro La Pocilquita (3) N₁¹-N₁²: Margas, calizas y brechas calcáreas en facies turbidítica. Oligoceno Superior- Mioceno Medio.

La formación Las Lavas aflora en la parte Noreste de la Hoja de Montecristi, con neta discordancia sobre la Unidad de El Cacheal, ocupando la zona costera situada aproximadamente entre el Caño Gran Gossier y el extremo Este de la hoja en la playa de Gran Mangle.

El término de Formación Las Lavas fue inicialmente acuñado por Zoeten (1988) siendo la Formación formalmente definida por Zoeten y Mann (1999). Estos autores definen dentro de la Formación dos Miembros que de muro a techo son:

a) Miembro El Limón, constituido en su localidad estratotípica por unos 50-150 m (engrosando hacia el Oeste) de conglomerados fundamentalmente carbonatados seguidos por unos 80 m de areniscas y limolitas, y 60 m de calizas liticas masivas.

b) Miembro La Pocilguita, constituido en su localidad estratotípica por 1300 m de alternancias calcarenítico margosas con algunas intercalaciones conglomerático-brechoides.

Calais *et al.* (1992) atribuyen los afloramientos de la Formación Las Lavas en la Hoja de Montecristi a su "Serie de Gran Mangle" que agruparía todos los afloramientos existentes entre Montecristi y Punta Rusia y a la que atribuyen una edad Burdingaliense Langhiense. En realidad esta "serie" agrupa al menos dos unidades litoestratigráficas distintas e inconexas.

El Miembro El Limón (2) en la hoja de Montecristi alcanza una potencia del orden de los 250 m, estando sus mejores afloramientos situados en las laderas de la Loma de Los Magueles. La serie esta constituida básicamente por una megabrecha con cantos y bloques de hasta 15m de longitud máxima y composición fundamentalmente carbonatada calcarenítica los cantos y bloques de rocas volcánicas son frecuentes y dentro de la unidad no se aprecia ningún tipo de ordenación composicional de tamaño de clasto. Los clastos carbonatados, con tonos crema, son fundamentalmente de calcarenitas bioclásticas con texturas grainstone-rudstone. Los clastos de rocas volcánicas, de colores verdes oscuros, son de naturaleza básica y consisten en basaltos porfídicos plagioclásicos y piroxeno-olivínicos que no presentan signos de deformación, y están afectados por una fuerte alteración con cloritización, epidotización zeolitización y seritización, estando las vacuolas, cuando las hay, rellenas por cuarzo, zeolitas y calcita. Con menor frecuencia, y con tamaños de clasto que no suelen superar el decímetro, aparecen algunos cantos procedentes de las grauvacas de la Unidad de El Cacheal. La matriz de la brecha, lutítico-margosa, es muy escasa y se presenta en los afloramientos muy alterada o esta ausente por lavado. En el tercio superior de la unidad se presentan algunas escasas intercalaciones lenticulares de capas calcareníticas con base canalizada y aspecto semejante al de las calcarenitas que constituyen la mayor parte de los clastos de la unidad.

El Miembro La Pocilguita (3) se sitúa sobre el anterior con contacto gradual a escala de afloramiento realizándose el tránsito en unos 40-50 m. Los mejores afloramientos dentro de la hoja se encuentran en la línea de costa, entre las playas de Gran Mangle y Petí Salina y al Oeste de esta última. El techo de la unidad no es visible en ningún punto de la hoja,

siendo su potencia máxima aflorante del orden de los 600 m, aunque Zoeten y Mann (1999) han medido potencias del orden de los 1300 m en el área estratotípica. En el área de la hoja la unidad esta constituida por una alternancia de margas y calcarenitas con neto carácter turbidítico, presentando en la base de algunos ciclos en la parte baja de la unidad niveles de brechas con cantos de tamaño hasta decimétrico y composición semejante a las del Miembro Los Limones. Estos niveles brechoides, con potencias de hasta 5 m en la parte baja de la serie, corresponden a facies canalizadas, mientras que las capas finas, generalmente decimétricas, de calcarenitas no están canalizadas. La interestratificación con cierta regularidad de canales turbidíticos y facies sin canalizar, que pueden corresponder a depósitos de margen de canal o intercanal, sugieren un sistema de "channel-levee". El tamaño de grano, con frecuencia conglomerático, y la capacidad erosiva de los canales, que llegan a incorporar fragmentos de las capas infrayacentes, sugieren la deposición en un talud, pasándose hacia techo a facies más distales dentro del complejo turbidítico. La atribución de la parte baja del miembro a un medio de talud se refuerza con la presencia en la Loma del Guano de varios olistolitos, de entre 20 y 40 m de longitud máxima, de calizas recifales. Zoeten y Mann (1999) han medido varias paleocorrientes dentro de esta unidad en la hoja de Montecristi, obteniendo medidas indicativas de una dirección hacia el Noroeste. El Miembro El Limón puede interpretarse como un megabrecha de talud.

Zoeten *et al.* (1991) y Zoeten y Mann (1999) atribuyen a la formación Las Lavas una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior sin citar ningún fósil o indicación de biozona, aunque refiriéndose a un listado inédito en Zoeten (1988). El muestreo realizado durante la elaboración de esta hoja ha proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos indicativas en general de un rango indeterminado Oligoceno superior-Mioceno inferior, pero una de las muestras, tomada en los acantilados Oeste de la playa de Gran Mangle, ha permitido precisar mas la edad. Esta muestra, tomada a unos 600 m de la base del Miembro la pocilguita ha proporcionado una asociación con *Praeorbulina transitoria*, *P. glomerosa*, *Globigerinoides bisphaericus*, *G. trilobus*, *Globigerina aff. praebulloides*, *G. aff. woodi*, *Globigerinita* sp., y *Globocadrina* sp. entre otros, que permite caracterizar el intervalo Burdigaliense superior-Langhiense inferior, aproximadamente coincidente con el limite Mioceno Inferior-Medio, por lo que cabe suponer que el Mioceno Medio esté representado en la parte alta de la Formación.

2.2.2 Unidad de Montecristi (n. n.) (4) Grauvacas y limolitas en facies turbidítica. Mioceno Medio-Superior. N₁²-N₁³

Esta nueva unidad deberá ser definida en el futuro, formalmente como formación, una vez que la cartografía de las hojas situadas al este de la presente permita seleccionar una sección estratotípica. Los materiales pertenecientes a esta unidad habían sido incluidos por Zoeten *et al.* (1991), en su cartografía, como pertenecientes a la Formación Las Lavas, con la que presenta netas diferencias tanto litológicas y faciales como de edad. Eberle y Mollat (1991) cartografían estos materiales como pertenecientes a su unidad "Tmis-TpID", a la que atribuyen una edad Mioceno superior-Plioceno en facies deltaica. Zoeten y Mann (1999) la incluyen en su "Serie de Villa Vázquez", en realidad un conjunto heterogéneo de varias unidades litoestratigráficas, algunas de las cuales pertenece en realidad al Dominio Tectoestratigráfico del Valle del Cibao.

La unidad tiene una potencia mínima de unos 3.000 m, no siendo visible su muro en esta hoja ni en la vecina de Pepillo Salcedo. Los afloramientos, siempre incompletos, son en general mediocres dentro de la hoja, siendo el mas completo el que se sitúa constituyendo el firme de la pista que conduce desde Montecristi a las salinas situadas al Este del antiguo campo de aviación, donde son visibles unos 70 m de serie continua aunque en malas condiciones de observación. En general los afloramientos no permiten observar mas allá de unos 20-30 m de serie continua.

La litología predominante de la unidad son grauvacas alternantes con limolitas, entre las ocasionalmente se intercalan algunas capas margosas y niveles conglomeráticos. En la mayor parte de la serie las grauvacas, de tonos verdosos en fresco y parduscas cuando están alteradas, presentan potencias del orden de los 15-30 cm con laminaciones predominantemente paralelas, raramente con "ripples" y granoselección positiva. En algunos puntos las capas grauváquicas tienen potencias predominantes del orden del metro, y hacia el techo, la parte media y en los tramos aparentemente más bajos se encuentran megacapac de hasta 30 m de potencia, a veces con gradación positiva comenzando por microconglomerados en la base, y otras veces caóticas con "slumps". Excepcionalmente se intercalan capas de potencia entre 50 y 100 cm de calizas brechoides. Las limolitas presentan frecuentemente restos vegetales, que también están presentes más raramente en facies arenosas. La serie se organiza por lo general en ciclos granodecrecientes que en el caso más completo pueden tener a techo niveles de ente 1 y 10 cm de calizas pelágicas, de

color blancuzco y muy porosas, con abundantes foraminíferos planctónicos. La bioturbación de tipo figurativo es frecuente en los muros de los niveles grauváquicos, especialmente en las facies con capas de poca potencia, habiéndose podido identificar entre otros icnofósiles *Paleodyction*, *Rhizocorallium*, *Zoophycus*, y *Chondrites*, indicadores de un medio marino profundo.

Petrológicamente las grauvacas se presentan como litoarenitas en que predominan los granos de fragmentos de rocas, principalmente metamórficas seguidas por volcánicas y calizas. Los granos de cuarzo llegan a alcanzar el 16 %, mientras que los feldespatos, predominantemente potásicos se mantienen en el entorno del 10%. Ocasionalmente los fragmentos de “chert” pueden llegar a alcanzar valores del 6%. La matriz, micrítico-arcillosa puede llegar al 47%. Los granos por lo general son bastante angulosos.

Las calizas pelágicas que aparecen a techo de algunas secuencias se presentan como biomicritas con textura “mudstone-wackestone” y una elevada porosidad secundaria. El contenido terrígeno consiste en partículas de cuarzo tamaño limo que alcanzan valores en torno al 7%.

Las turbiditas carbonatadas son “grainstones –rudstones” bioclásticas con abundantes algas rojas y macroforaminíferos con hasta un 6% de intraclastos consistentes fundamentalmente en fragmentos de rocas carbonatadas y algunos granos de cuarzo.

Sedimentológicamente Ardévol (2004) ha podido diferenciar tres asociaciones de facies dentro del sistema turbidítico:

a) Facies de llanura submarina. Las grauvacas, de grano medio-fino, están en proporción 1 a 2 respecto a las lutitas, y presentan laminación paralela en bancos gruesos que pasan a techo al término lutítico, y culminando con una capa de potencia centimétrica de hemipelagita carbonatada. La secuencia general es estrato y granodecreciente.

b) Facies de lóbulo distal. Alternancia regular de grauvacas y lutitas. Las grauvacas presentan estratificación media-gruesa con frecuente laminación paralela y en algunos casos ripples de tipo cabalgante a techo de los cuerpos. Algunas capas muestran un brusco salto granulométrico por encima de un término basal de grano grueso de 1-2 cm. A techo de las secuencias puede aparecer una delgada capa de hemipelagitas de 1-2 cm.

c) Facies de canal. Cuerpos arenosos de escala métrica, frecuentemente amalgamados y otras veces separados por niveles decimétrico de lutitas con intercalaciones

de areniscas tabulares (depósitos de intercanal). Las secuencias arenosas son granodecrecientes o en ocasiones caóticas con "slumps". Las superficies de estratificación en los cuerpos amalgamados pueden en ocasiones distinguirse por la presencia de saltos granulométricos o niveles de cantos blandos. La clasificación en las grauvacas es muy mala y el tamaño de grano en algunos cuerpos puede ser de microconglomerado o incluso conglomerado.

Las muestras micropaleontológicas tomadas dentro de la unidad en el marco del presente proyecto han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos indicativas de una edad indeterminada dentro del intervalo Mioceno Superior- Plioceno Inferior conteniendo entre otras especies *Globorotalia menardii*, *Globoquadrina altispira*, *Spharoidinellopsis semilunina*, *S. subdehiscens*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus extremus*, *G. aff. conglobatus* y *Globigerina bulloides*. Las muestras tomadas en turbiditas calcáreas han proporcionado asociaciones de foraminíferos bentónicos indicativas de una edad imprecisa Mioceno medio-superior. Una muestra tomada en materiales de esta unidad en la hoja de Pepillo Salcedo por Cepeck y Weiss (1991) les ha proporcionado una asociación de nanofósiles indicativa de las zonas NN-5 a NN-6, del Mioceno Medio. En base a estos datos y a su posición dentro de la serie general se puede atribuir a la unidad una edad Mioceno Medio-Superior.

2.2.3 Unidad de Isabel de Torre (n.n.) (5) margas de cuenca con foraminíferos planctónicos. Mioceno Superior. N₁³

Esta unidad, que aquí se propone como nueva, aflora en el área próxima al pueblo que le da nombre y al norte de la loma del mismo nombre en el paraje de Siete Varas. La potencia de la unidad es del orden de los 200 m siendo el contacto de muro neto a escala de afloramiento y el de techo gradual, realizándose el tránsito con la unidad suprayacente en unos 25-30m. Los afloramientos son en general mediocres no permitiendo observar mas de unos pocos metros de serie. La unidad esta constituida básicamente por margas masivas gris-azulas de cuenca con muy abundantes foraminíferos planctónicos y muy escasa macrofauna. Los 15 metros basales presentan intercalaciones de potencia centimétrica o subcentimétrica de areniscas grauváquicas de grano fino espaciadas a distancias de entre 20 y 70 cm. Los 25-30 metros superiores presentan intercalaciones de centimétricas a

decimétricas, en secuencia estratocreciente de calcarenitas con laminaciones paralelas. El resto de la serie es totalmente homogénea presentando raramente macrofósiles, por lo general limitados a la presencia de gasterópodos pelágicos, muy abundantes en algunos puntos.

Esta unidad representa un medio marino profundo en facies de cuenca con fuerte componente pelágico.

Las muestras micropaleontológicas tomadas durante la realización de esta hoja han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos indicativas de una edad indeterminada Mioceno Superior- Plioceno Inferior conteniendo entre otras especies *Sphaeroidellosis semilunum*, *Globorotalia plesiotumida*, *G. menardi*, *Globigerinoides sacculifer*, *G. trilobus*, *G. obliquus*, *Orbulina bilobata*, *Globorotalia scitula*, *Globocadrina altispira* y *Orbulina universa*. En base a estos datos y su posición dentro de la serie general puede asignarse a la unidad una edad Mioceno superior.

2.2.4 Unidad de El Morro (n.n.): (6) Margas y calizas arenosas en facies turbidítica; (7) Calizas detríticas en facies de abanico turbidítico. Mioceno Superior- Plioceno Inferior. N₁³-N₂¹

Esta unidad, compuesta por dos facies que se interdigitan hacia techo y que se propone aquí como nueva tiene una potencia mínima aflorante dentro de la hoja de Montecristi de unos 600 m, no siendo visible el techo en ningún punto de la hoja. El tránsito gradual con la unidad infrayacente es visible en las laderas del pequeño cerro situado entre la población de Isabel de Torre y la loma del mismo nombre. Los mejores afloramientos se encuentran en los acantilados de la playa de El Morro, de donde toma su nombre. Esta unidad había sido incluida (junto con la Formación Las Lavas) en la "Serie de Gran Mangle" por Calais *et al.* (1992), y había sido cartografiada como el Miembro Pocilguita de la Formación Las Lavas por Zoeten *et al.* (1991).

El grueso de la unidad está constituido por una alternancia de margas y calcarenitas (6), generalmente con predominio de las primeras. Las calcarenitas se presentan en capas de potencia generalmente decimétrica, raramente superando los 40 cm, y presentan

laminaciones fundamentalmente paralelas y gradación positiva, por lo general de tamaño de grano arena media a fina, aunque en la base de algunas capas pueden ser de arena gruesa. El predominio de los bioclastos carbonatados es neto en la mayoría de los casos, si bien algunas capas pueden presentar más de un 30 % de granos de cuarzo, los cuales siempre presentan una elevada redondez y esfericidad. Las margas, generalmente masivas o con laminación paralela, presentan en ocasiones niveles de "slump". Los foraminíferos planctónicos son muy abundantes, mientras que la macrofauna es generalmente escasa, aunque a veces se presentan en las margas lentejones con abundante fauna, principalmente de moluscos. En la parte baja de la serie pueden observarse algunos olistolitos de calizas recifales y pararrecifales con longitudes máximas del orden de los 15 m.

Las calizas detríticas en facies de abanico turbidítico se interdigitan con las facies anteriormente descritas en la parte alta de la serie, siendo esta interdigitación bien visible en la playa de El Morro, donde, además puede apreciarse la morfología tridimensional de estas facies, acuñándose claramente hacia el Sur. Se trata de calizas detríticas groseras que incluyen numerosos bioclastos retrabajados de fauna marina somera corales y moluscos principalmente, pero que también contienen cantos de cuarzo de hasta 12 cm y fragmentos de calizas micríticas con perforaciones atribuibles a restos de "hard grounds" costeros. En ocasiones también presentan fragmentos redondeados de naturaleza fosfática. Las capas, con potencia desde decimétrica hasta métrica, con tendencia estratocreciente en las diversas cuñas, presentan una granoclasificación poco marcada, y por lo general carecen de estructura interna, salvo algunos casos en que hay una laminación paralela en capas de granulometría más fina.

La unidad puede interpretarse, de acuerdo con Ardévol (2004), como un sistema, progradante hacia el Sur, de lóbulos y canales de talud de procedencia Norte, que hacia el Sur evoluciona hacia facies más margosas dentro del talud.

Las muestras micropaleontológicas tomadas dentro de esta hoja han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos indicativas por lo general de una edad indeterminada dentro el intervalo Mioceno Superior-Plioceno Inferior, destacando una muestra tomada en la vertiente Sur de El Morro, que ha proporcionado entre otras las especies *Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus*, *Hastigerina pelagica*, *Globorotalia menardii*, *G. plesiotumida* y *G. margaritae*, asociación indicativa de una edad dentro el rango Messiniense (Mioceno Superior terminal) a Plioceno Inferior. La primera aparición de la

especie *Globorotalia margaritae* había sido utilizada como un indicador para la base del plioceno, pero estudios recientes (Benson y Rakic-el Bied, 1996) han demostrado que solo tiene carácter local; de todos modos, la presencia de esta especie en la muestra hace muy probable que esta se sitúe ya en el Plioceno Inferior, con lo parece razonable asignar a la unidad un rango Mioceno Superior-Plioceno Inferior.

2.3 Cuaternario

2.3.1 Arenas eólicas (8). Holoceno. Q₁₋₄

Afloran en las proximidades de la Laguna de La Piedra. Están constituidas por un manto de arenas de grano fino medio con laminación paralela. Están generalmente alteradas con colores rojizos de tinción de óxidos de hierro, provocado por la oxidación de minerales pesados. La potencia máxima observada es del orden del metro.

Otros pequeños afloramientos, no cartografiables, de materiales arenosos de origen eólico están presentes en diversos puntos de la hoja en las proximidades de la costa, destacando las pequeñas dunas colgadas que son visibles en la bajada a la playa de El Morro.

2.3.2 Llanura de inundación: Fangos arenas y gravas (9). Holoceno. Q₁₋₄

Materiales pertenecientes a la llanura de inundación del río Yaque afloran en la esquina Suroeste de la hoja. Están constituidos fundamentalmente por fangos y en menos proporción por niveles arenosos que presentan algunos horizontes de gravas. Su superficie está ocupada por cultivos. La potencia máxima observable dentro de la hoja es de unos 2 m, pero probablemente es mucho mayor.

2.3.3 Fondo de valle: Arenas y gravas con cantos (10). Holoceno. Q₁₋₄

Los fondos de valle están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas. Las gravas contienen cantos redondeados heterométricos, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro máximo de 10-20 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda éste puede variar notablemente en función del curso en cuestión; en los de mayor envergadura podría alcanzar 5 m. Constituyen una de las principales manifestaciones de la dinámica actual, por lo que se asignan al Holoceno.

2.3.4 Abanico aluvial: arenas gravas y cantos (11). Holoceno. Q₁₋₄

Los abanicos aluviales presentes en la hoja se desarrollan por una parte en relación con las principales elevaciones (Lomas de El Morro, Isabel de Torre...), y por otra, en relación con la desembocadura en el mar de pequeños cauces estacionales, constituyendo en realidad pequeños "fan-deltas". Es de destacar la presencia de un abanico sumergido, a profundidades de hasta al menos 3 m, en la playa de Popa o de Petí Salina. Los materiales que los constituyen son principalmente gravas y cantos con contenido arenoso importante en ocasiones. La matriz fangosa, aunque presente, no suele ser observable en el campo por estar lavada. Su edad en general es Holoceno, si bien al Oeste de la Loma de Isabel de Torre se encuentra un gran retazo de un abanico erosionado que podría ser más antiguo.

2.3.5 Coluvión: gravas y cantos (12). Holoceno. Q₁₋₄

En general se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con escasa matriz limosa, probablemente lavada. La forma de los cantos es generalmente angulosa. La litología de estos depósitos es variada en función del tipo de sustrato de cada zona, siendo fundamentalmente los cantos de naturaleza calcarenítica, excepto en las proximidades de afloramientos de la formación las Lavas, donde algunos son de roca volcánica. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno. Aparecen en las vertientes del Morro así como en las de determinados cerros de la zona norte de la hoja; Loma El Convento, Loma El Guazábaro, Loma Isabel de Torre, Loma de los Magueyes....

2.3.6 Glacis: arenas y gravas (13). Holoceno. Q₁₋₄

Depósitos de glacis, constituidos por arenas y gravas con una estratificación planar difusa, afloran en la zona central de la hoja constituyendo dos manchones separados por un pequeño escarpe de unos 4 m de altura que parece estar en relación con una falla. Otro pequeño afloramiento se sitúa más al Este en las proximidades de Cerrito Blanco. Estos depósitos se encuentran erosionados e incididos por la red fluvial actual aunque su edad probablemente es todavía Holoceno.

2.3.7 Cordón litoral: arenas (14). Holoceno. Q₁₋₄

Constituyen las diversas playas de la región, de composición eminentemente arenosa. Se trata de arenas finas a medias. Frente a zonas donde se disponen como un manto informe, se reconocen localmente (playa Popa, zona occidental de la playa de Juan de Bolaños) pequeñas dunas con elementos que no llegan a alcanzar el metro de altura. Su desarrollo ha tenido lugar dentro del Holoceno.

2.3.8 Marisma baja: manglar (15). Holoceno. Q₁₋₄

Los manglares que ocupan dentro de la hoja las áreas de marisma baja no permiten en general observar los materiales que ocupan esta franja. Si bien en algunos casos (zona de Gran Grosier) se ha podido observar la presencia de fangos con alto contenido en materia orgánica, en otros (zona Oeste de la playa Juan de Bolaños) el mangle se enraíza directamente sobre arenas relictas del cordón litoral. Es de destacar la presencia en el extremo Este de la hoja (playa de Gran Mangle) de raíces de manglar sumergidas hasta una profundidad de al menos 2 m.

2.3.9 Marisma alta: limos y arenas finas (16). Holoceno. Q₁₋₄

Son depósitos, de carácter eminentemente detrítico fino. En algunos casos son visibles grandes superficies con eflorescencias salinas. Se trata básicamente de limos de colores negruzcos y olor fétido que incorporan abundantes restos de bivalvos y gasterópodos. No es posible el establecimiento de su espesor, posiblemente de orden métrico a decamétrico. En cuanto a su edad, corresponden al Holoceno.

2.3.10 Antrópico: salinas (17). Holoceno. Q₁₋₄

Constituyen el único depósito antrópico cartografiable de la zona, estableciéndose siempre en zonas de marisma alta. Su aprovechamiento se realiza de forma artesanal por el típico proceso de encharcamiento y evaporación. Tanto la zona encharcada como las acumulaciones de sal sufren modificaciones temporales en función de la propia dinámica de las salinas. Evidentemente, se trata de depósitos actuales.

Otros depósitos antrópicos existentes dentro de la hoja, aparte de las construcciones urbanas y los derivados de las infraestructuras viarias, carecen de dimensiones cartografiables. Los pequeños vertederos de residuos urbanos son frecuentes en los alrededores de Montecristi, sobre todo a lo largo de la pista hacia Isabel de Torre. Otros depósitos antrópicos de carácter singular y dimensiones muy reducidas son los concheros de Lambí (*Strombus gigas*) que por lo general son acumulados por los pescadores en la línea de costa formando cordones alargados o pequeños montículos que llegan a alcanzar alturas ligeramente superiores a 1 m. Es de destacar la presencia de alguno e estos montículos en áreas actualmente alejadas de la línea de costa hasta 2.500 m, y por detrás de zonas actualmente ocupadas por manglar, hábitat no utilizado por estos gasterópodos.

3.TECTONICA

3.1 Introducción. Contexto Geodinámico



Figura 3.1 Contexto geodinámico de la placa del caribe (Según G Draper y G. Gutierrez-Alonso, 1997)
Localización de la zona de estudio (Proyecto K de cartografía geotemática de la República Dominicana, zona Noroeste)

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Fig. 3.1). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.* 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento de la Cordillera Septentrional de la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo. En la figura 3.2 se presenta un esquema geológico sintético del área del Proyecto K, y en las figuras 3.3 y 3.4 los cortes geológicos más representativos de la estructura de la zona.

Fig. 3.2 Sintesis proyecto K

Fig. 3.3 Cortes cordillera

Fig. 3.4 Corte montecristi

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

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

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

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

La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo, 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior. La tectónica de desgarre comenzó, en este margen Norte de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del Surco del Caimán (Mann *et al.*, 1991 b) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

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

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

3.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio

La hoja de Montecristi se ubica en su totalidad dentro del dominio de la Cordillera Septentrional. Este dominio está limitado al Sur por la Falla Septentrional, con un movimiento de desgarre sinixtrorso reconocido ya por Bowin (1975), según el cual este movimiento se habría iniciado en el Plioceno. La Cordillera Septentrional es una alineación montañosa en dirección aproximada Este-Oeste con alturas de hasta 1250 m que recorre el borde norte de la República Dominicana desde la península de Samaná, al este, hasta la región de Montecristi al oeste. La tectónica de este dominio está condicionada por dos factores fundamentales a escala de placas: el desplazamiento sinixtrorso entre las placas norteamericana y caribeña, y la subducción oblicua de la plataforma de Las Bahamas bajo la Isla de La Española.

Dentro del dominio de la Cordillera Septentrional Mann *et al.* (1991a) han diferenciado tres “terrenos”:

El Terreno de Samaná, limitado al sur por la falla Septentrional, y al norte y este por el mar, quedando indefinido su borde oeste. Está constituido fundamentalmente por rocas metamórficas de edad Cretáceo- Paleógeno.

El Terreno de San Juan-Puerto Plata- Pedro García, Limitado al sur por la zona de falla Septentrional, al suroeste por la zona de falla de Río Grande, y al norte por el mar, quedando indefinido su límite con el terreno de Samaná. Está constituido por una asociación heterogénea de rocas ígneas y metamórficas e incluye en su interior un importante desgarre sinixtro, la falla de Camú.

El terreno de Altamira, limitado al sur por la zona de falla Septentrional, al noreste por la zona de falla de Río Grande y al norte por el mar.

Zoeten y Mann (1991, 1999) han modificado esta división, renombrando como “bloque” al terreno de Altamira y dividiendo el terreno de San Juan-Puerto Plata-Pedro García en un bloque de Puerto Plata, al norte de la Falla de Camú, y un Bloque de La Toca, al sur de dicha falla. El Bloque de Altamira es redefinido por estos autores como limitado al norte por la zona de falla de Camú, al este por la zona de falla de Río Grande, y al sur por la zona de falla Septentrional.

La traza de la zona de falla Septentrional en su sector occidental no había sido cartografiada en detalle, y los diferentes autores que la han estudiado publican esquemas tectónicos en los que esta ocupa posiciones claramente distintas; así, para Zoeten y Mann (1991) y Mann *et al.* (1998) la falla pasaría por la bahía de Manzanillo al Sur del Valle del Yaque, para Zoeten y Mann (1999) inmediatamente al Sur de la ciudad de Montecristi, y para Edgar (1991) y Calais *et al.* (1992) al Norte de El Morro. La cartografía realizada en el marco del proyecto K en la vecina hoja de Pepillo Salcedo ha permitido identificar la falla en la desembocadura del Yaque, ligeramente al Sur de la posición supuesta por Zoeten y Mann (1999).

Zoeten y Mann (1991) en la parte central de la Cordillera Septentrional distinguen tres etapas de deformación. La primera, durante el Eoceno Medio-Superior estaría relacionada

con el movimiento de desgarre sinixtro de la zona de Falla de Río Grande. La segunda, durante el Mioceno medio estaría relacionada según estos autores con el inicio de los movimientos transpresivos de la falla Septentrional. La tercera etapa se iniciaría con posterioridad al Plioceno Inferior y continuaría hasta la actualidad con un carácter transpresivo. Winslow *et al.* (1998) en la parte oriental del valle del Cibao concluyen la inexistencia de deformaciones asociadas a la Falla Septentrional con anterioridad al Mioceno Superior-Plioceno, señalando, además, la inexistencia de aportes clásticos con anterioridad al depósito de la Formación Río Grande (Plio-Pleistoceno). Esta última interpretación es más acorde con los datos aportados en el transcurso del proyecto K (hojas de Mao y Pepillo Salcedo) y en realidad Zoeten y Mann no aportan ningún dato que indique la relación de las deformaciones intramiocenas con la falla Septentrional, con lo que sería más parsimonioso pensar que estas deformaciones están en relación con movimientos de alguna otra falla dentro de la Cordillera Septentrional.

La hoja de Montecristi se encuentre incluida en su totalidad en el dominio de la Cordillera Septentrional, en principio dentro del Bloque de Altamira, al estar comprendida entre las fallas Septentrional y de Camú, aunque a la luz de la cartografía realizada es posible que los límites de este bloque deban ser redefinidos.

3.3 Estructura de la Hoja.

La cartografía geológica de la hoja de Montecristi muestra la existencia de una tupida red de fallas, en su mayoría con desplazamientos muy escasos, no detectables a la escala cartografiada, pero entre las que destacan tres por su mayor importancia. Con una dirección aproximada N60°-70°O y avanzando de Norte a Sur estas fallas son la Falla de Los Cayucos, la Falla de Isabel de Torre y la Falla de Montecristi.

La Falla de Los Cayucos es la estructura más importante de la hoja, teniendo un desplazamiento vertical aparente superior a los 4 Km, aunque en las cartografías previas había pasado desapercibida, debido ello seguramente a su muy reducida expresión morfológica, en neto contraste con otras fallas de la región. A ambos lados de la falla hay una fuerte diferencia, tanto en los materiales aflorantes como en el estilo estructural. Al Sur de la falla de Los Cayucos aflora una potente serie sedimentaria de edad mioceno medio-plioceno presentando buzamientos suaves, generalmente de entre 15-25°, excepto en las

proximidades de fallas menores. Al norte de la falla afloran materiales de edad Cretáceo inferior, verticalizados bajo una discordancia sobre la cual se dispone una serie de edad Oligoceno superior-Mioceno Inferior, afectada por un fuerte pliegue en rodilla con el flanco Sur subhorizontal y el flanco norte presentando buzamientos del orden de los 40-50°. Los materiales cretáceos presentan buzamientos desde 45° hasta subverticales o incluso invertidos. Estos buzamientos parecen indicar la existencia en la serie cretácea de pliegues suaves de eje subhorizontal que no han podido ser observados en el campo. Calais *et al* (1992) han postulado la existencia de una fase de deformación Senoniense afectando a estos materiales. Aunque una deformación de tal edad podría existir, en realidad la intensa fracturación y los posibles pliegues que afectan a la serie cretácea podrían también explicarse como una respuesta diferencial, de materiales con diferente reología y posición geométrica, a los esfuerzos que han originado el gran pliegue en rodilla que afecta a la serie terciaria, con lo que la posible existencia de una fase de deformación Senoniense queda por demostrar.

La traza cartográfica de la Falla de Los Cayucos es rectilínea, indicando un buzamiento subvertical de su plano, pero los mapas geomagnéticos muestran una fuerte anomalía en relación con esta falla ligeramente desplazada, perpendicularmente a su plano, hacia el noreste, lo que puede interpretarse como una indicación de buzamiento en profundidad del plano de falla. Teniendo en cuenta este buzamiento y el desplazamiento vertical aparente de la falla se puede suponer para ella un importante componente cabalgante, sin negar un probable movimiento principal de desgarre. La actuación de esta falla ha debido ser relativamente antigua, a juzgar por la ausencia de un escarpe de falla claro, en contraste con otras fallas de la región, si bien, el estrangulamiento que sufren los depósitos de fondo de valle al cruzarla indicaría que ha tenido algún rejuego reciente.

El gran desplazamiento que ha debido tener esta falla, el contraste entre los estilos de deformación, así como la aparente diferencia entre las series estratigráficas a ambos lados de la misma, hacen suponer que se trate de un accidente mayor dentro de los que afectan a la cordillera septentrional, con entidad suficiente para diferenciar dos bloques distintos. Además, la Formación Villa Trina, contemporánea de la parte alta de la serie de El Morro, con facies turbidíticas, parece estar representada en el bloque de Altamira al Norte de la Falla de Los Cayucos por calizas de facies marina muy somera. Todo esto apoyaría la idea de una redefinición del Bloque de Altamira, para considerarlo limitado al Suroeste por la Falla de Los Cayucos, y la definición de un nuevo bloque (de Montecristi) que estaría

delimitado entre la Falla de Los Cayucos y la Falla Septentrional, pero por el momento parece más prudente esperar a una cartografía de detalle de la falla de Los Cayucos en las hojas situadas al Este de la de Montecristi, sobre todo para comprobar la aparente diferencia entre las series estratigráficas a ambos lados de la falla.

La Falla de Isabel de Torre tiene un trazado muy rectilíneo que indica la verticalidad de su plano de falla y el juego probablemente transcurrente, dado el contexto regional. En los cortes geológicos que acompañan al mapa se puede apreciar un salto vertical aparente de unos 100 m, con el labio Norte hundido. Su expresión morfológica es muy fuerte, dando lugar a un escarpe morfológico invertido respecto a su movimiento vertical aparente, lo que, por un lado apoya su interpretación como una estructura de desgarre y por otra indica una edad muy reciente para sus últimos movimientos. La traza de esta falla tiende a converger hacia el este, ya fuera de la hoja, con la de la de Los Cayucos formando un ángulo próximo a los 17° y posiblemente represente una fractura de Riedel asociada a un rejuego tardío de la Falla de Los Cayucos.

La Falla de Montecristi tiene una escasa representación en la hoja, desarrollándose fundamente en la vecina hoja de Pepillo Salcedo donde se revela como una falla de desgarre con fuerte expresión morfológica y presenta materiales diapíricos en algún punto.

Otra falla con desplazamiento relativamente importante es la que se detecta en la zona Sureste de El Morro, con dirección aproximada $N50^\circ E$ y buzando unos $65-70^\circ$ hacia el NO. El desplazamiento vertical es de unos 250 m y tanto los criterios cartográficos como cinemáticos indican un juego normal.

Además de estas fallas la hoja presenta una densa red de fallas menores, en gran parte deducidas de foto aérea e imagen radar, con desplazamientos aparentemente muy escasos, de escala decamétrica o inferior. Estas fallas presentan trazas generalmente rectilíneas, pero en algún caso netamente curvadas, que se agrupan en sistemas de direcciones aproximadas $N70^\circ O$, $N50^\circ O$, $N10^\circ O$, N-S, $N40^\circ E$, $N70^\circ E$ y E-O. Fallas con desplazamientos verticales de orden decimétrico, no representables en la cartografía son frecuentes en algunos afloramientos, y en la practica totalidad de los casos presentan desplazamientos verticales aparentes de tipo extensional, con planos de falla de buzamiento próximo a los 80° . Únicamente una pequeña fallita, con desplazamiento del orden de los 20 cm, en las proximidades de la Salina de los Socios ha mostrado un desplazamiento compresional.

Otras estructuras, no directamente deducibles de la foto aérea o la imagen de radar, se pueden inferir de la interpretación del mapa geomagnético y han sido trazadas en el esquema geológico que acompaña al mapa.

Tres de estos lineamientos tienen una traza de dirección aproximada E-O. El más septentrional discurre por la plataforma costera frente a El Morro y la bahía de Icaquitos. Otro se sitúa unos 2 Km al sur, pasando por detrás de El Morro y dirigiéndose hacia el Este por la zona de El Jobo, donde se ha detectado una pequeña falla con esta dirección, para atravesar la Falla de Isabel de Torre. El tercero discurre aproximadamente 1 Km paralelo al borde sur de la hoja y coincide con una zona donde se han detectado pequeñas fallas con la misma dirección. Entre los dos primeros discurre un lineamiento de dirección aproximada N50°E, paralelo a la falla de El Morro, y representando probablemente otra falla con características similares. Otro lineamiento de dirección aproximada N70°O pasa inmediatamente al noreste de Montecristi y coincide con una zona donde se han detectado fallas con esa misma dirección.

3.4 Neotectónica.

La actividad neotectónica dentro de la hoja de Montecristi es evidente, habiendo un amplio registro histórico de actividad sísmica en sus inmediaciones, aunque, sin embargo, las formas originadas por ella son escasas y parecen limitarse a los escarpes generados en relación con alguno de los desgarres principales, no habiéndose podido observar dentro de la hoja ningún depósito de materiales cuaternarios afectados por fallas. Probablemente esto es consecuencia de la elevada velocidad de erosión y de la densa cubierta vegetal de las sierras y cauces, factores que sin duda enmascaran rápidamente el registro geológico y geomorfológico de los eventos sísmicos.

Indicios mas o menos directos de la actividad neotectónica de la hoja pueden obtener en relación con variaciones locales recientes de la línea de costa dentro de la hoja. En varios casos hay evidencias de que el nivel relativo del mar ha ascendido recientemente en algunos puntos, como en la playa de Gran Mangle, donde se han podido localizar raíces de mangle sumergidas hasta profundidades de al menos 2 m y la playa de playa de Petí Salina, donde un abanico aluvial reciente se encuentra sumergido. Otros puntos muestran evidencias de un descenso relativo del nivel del mar en época reciente, como La Playita, en la ladera Oeste de El Morro, donde una superficie de perforación de litófagos se encuentra

aproximadamente un metro y medio por encima del nivel medio actual de las mareas, o la zona de la salina de Los Socios, donde se encuentran acumulaciones antrópicas de conchas de Lambí a mas de 2.500 m de la línea de costa actual. Estas evidencias apuntan claramente a la existencia actual en la zona costera de la región de una actividad tectónica con movimiento diferencial de bloques que merecería un estudio mas profundo, incluyendo dataciones absolutas y que se sale del marco de este proyecto.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1 Análisis geomorfológico

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 estructuración; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

4.1.1 Estudio morfoestructural

El relieve de la hoja está condicionado por las estribaciones más occidentales de la Cordillera Septentrional y por la acción morfogenética del mar en el litoral. Por tanto, se considera que en la hoja aparecen las siguientes unidades morfoestructurales de rango mayor, la Cordillera Septentrional y la orla litoral de Monte Cristi-Pepillo Salcedo. Estas unidades se describen a continuación por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica en la hoja.

La Cordillera Septentrional presenta la zona de relieve más abrupto de la Hoja. Esta cordillera muestra de forma fehaciente la existencia de fallas lineales que compartimentan esta unidad de su vecina el Valle del Cibao. La orla litoral de Montecristi-Pepillo Salcedo posee su propia idiosincrasia debido a la influencia oceánica.

4.1.1.1 Formas estructurales

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

Las formas estructurales si bien son minoritarias en la Hoja de Montecristi su importancia morfogenética es muy notable. Se trata de *fallas con expresión morfológica* clara que aparecen en la Cordillera Septentrional. De dirección ESE WNW compartimentan bloques claramente. En el labio hundido de las fallas es frecuente encontrar asociadas formas de acumulación de sedimentos recientes como abanicos aluviales, glacis de acumulación y coluviones mientras que el bloque elevado es topográficamente muy visible y no presenta formaciones superficiales. Tal es el caso de la falla de Isabel de Torre, en el norte de la Hoja. Estas fracturas pertenecerían a la rama norte del sistema de falla que compartimenta la Cordillera Septentrional de la isla Española, *Mountain front fault zone* en el sentido de Mann *et al.* (1998), y muestran características geomórficas típicas de fallas con actividad reciente, como desplazamientos o saltos de los cursos fluviales y ejes de drenaje que cruzan la fractura (*offsets*).

4.1.2 Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Septentrional y la orla litoral de Montecristi-Pepillo Salcedo tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la sierra es el producto de una larga evolución presidida por los procesos geodinámicos internos (ígneos y tectónicos) acaecidos a lo largo del periodo Cretácico-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y gravitacional.

El retrabajamiento en la costa por parte del océano es el responsable en última instancia del modelado de la orla litoral de Montecristi-Pepillo Salcedo.

4.1.2.1 Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Septentrional, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los *coluviones*, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial; se distribuyen con mayor

preferencia al pie de escarpes de falla, como en el caso de la falla de Isabel de Torre, o en laderas de relieves aislados como el Cerro del Morro.

4.1.2.2 Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje.

La red de drenaje puede ser clasificada basándose en la densidad de corrientes, textura y forma, factores todos ellos deducibles a partir de fotointerpretación, aplicando la clasificación de Way. Los terrenos de la Cordillera Septentrional presentan una densidad de drenaje fina a media con una textura de drenaje de tipo dendrítico

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

Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal, ampliamente representadas en la Cordillera Septentrional y aristas divisorias.

También tienen representación pequeños *conos de deyección* o *abanicos aluviales* dispuestos al pie de los relieves. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquellos pierde su confinamiento, expandiéndose. Las dimensiones de estos conos son reducidas entorno al kilómetro cuadrado.

4.1.2.3 Formas lacustres y endorreicas

Se hallan representadas únicamente por *lagunas* relacionadas genéticamente con la interrelación entre la dinámica fluvial y la dinámica costera. Son áreas deprimidas entre zonas de aporte de sedimentos en la zona de mareas altas. El ejemplo a citar es la laguna de la salina al SW de los Conucos.

4.1.2.3 Formas poligénicas

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

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

Los glacis y los abanicos aluviales pueden estar íntimamente relacionados por lo que a veces surge un problema para diferenciarlos aunque desde un punto de vista morfogenético los abanicos se incluyen claramente en el sistema fluvial. Un abanico puede convertirse en un glacis como consecuencia del descenso del nivel de base y un aumento de la erosión que provoca su degradación y, a su vez, este puede quedar fosilizado por aportes posteriores formando un claro abanico.

4.1.2.4 Formas marinas-litorales

Se circunscriben a la orla litoral de Montecristi-Pepillo Salcedo. Son formas estrictamente relacionadas con la franja costera.

El cordón litoral se dispone como una franja de hasta 700 m de anchura paralela a la línea de costa. La morfología del mismo está definida por el desarrollo longitudinal de *dunas*, que alcanzan alturas métricas, a cuya espalda se reconocen los *surcos de crecimiento*. El desarrollo completamente asimétrico del cordón a ambos lados de la desembocadura del río

Yaque del norte, sugiere que su formación puede hallarse, de alguna manera, relacionada con la migración de sedimentos desde la desembocadura por corrientes paralelas a la costa en sentido SW. De forma accesoria a lo largo de su frente se extiende una estrecha *playa de arena*.

La influencia de las mareas ha permitido el desarrollo de una *marisma baja*, localizada bajo la influencia de las mareas diarias y colonizada por un manglar, y de una *marisma alta*, situada en la zona de influencia de las mareas excepcionales; debido a la baja pendiente del terreno, se extienden varios kilómetros hacia el interior. El detalle geomorfológico de la zona incluye *canales y lagunas mareales*. Como consecuencia del efecto del cordón y de la tendencia ascendente de la región con respecto al nivel del mar, hacia el interior se extiende una franja podría corresponder en parte a la *llanura de marea abandonada*.

Existen otros indicios de esta tendencia ascendente, como los concheros de Lambí a distancias inusuales de la costa, sin que pueda determinarse hasta qué punto han intervenido fenómenos tectónicos en el escalonamiento.

4.1.2.5 Formas antrópicas

Como agente geomorfológico, el hombre actúa en diferentes sentidos: modificando el paisaje debido a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas (canteras a cielo abierto, minería, trincheras, desmontes), construcción de redes de transporte y asentamientos urbanos o de tipo industrial; localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando, rellenando o ahuecando el terreno.

4.2 Evolución e historia geomorfológica

Aunque evidentemente la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: La primera, durante el Neógeno, tras el inicio de la colisión arco-continente entre La Española y las Bahamas, cuando la deformación subsecuente, generalmente transpresiva estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno pliocuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual.

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

A finales del Plioceno, la zona montañosa ya habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante la acción del encajamiento de la red fluvial, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques.

La evolución reciente del ámbito de la Hoja ha estado condicionada en parte por la incisión fluvial, poco marcada en la región como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al mar, y por la neotectónica. La actividad de las áreas montañosas de la Cordillera Septentrional ha sido liderada por el encajamiento de la red fluvial y la actividad neotectónica, desencadenando el desarrollo de una extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección. La actividad de la zona de Falla Septentrional ha sido manifiesta y muestra características geomórficas típicas de fallas con actividad reciente, pudiendo considerarse totalmente activa en la actualidad.

5.HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos aflorantes en la hoja corresponden a la Unidad de El Cacheal, de Edad Cretácico inferior y en facies marinas profundas, con abundante participación de granos de origen volcánico en sus facies detríticas. Calais *et al* (1992), quienes suponían una edad Cretáceo superior para esta unidad, han relacionado estos materiales volcánicos con la formación Tireo, pero a la vista de la edad real de los materiales, este vulcanismo debería relacionarse con el arco de isla primitivo, probablemente con la Formación Los Ranchos. Dado el contexto tectónico transcurrente senestro de la Cordillera Septentrional, parece posible que los materiales de la unidad de El Cacheal se hubieran depositado

originalmente en un área próxima a la del afloramiento actual de la Formación Los Ranchos, tal vez ocupando una posición cercana a la que ocupa ahora la península de Samaná.

La posible existencia de una etapa de deformación afectando la Unidad de El Cacheal en el Cretáceo superior, propuesta por Calais *et al* (1992) está por demostrar, pero como mínimo los materiales de esta unidad sufrieron un fuerte basculamiento con anterioridad al depósito de la Formación las Lavas.

Los materiales de El Miembro El Limón de la Formación Las Lavas corresponden a un talud submarino de fuerte pendiente, muy probablemente en relación con la Falla de Los Cayucos e indicarían una edad mínima para los primeros movimientos de esta falla, aunque no hay que descartar que la cartografía de las hojas situadas inmediatamente al Este y Sureste de la de Montecristi permita descubrir la existencia de materiales sintectónicos más antiguos entre la formación Las Lavas y la Unidad de El Cacheal.

Durante el Mioceno inferior tiene lugar, al Norte de la Falla de Los Cayucos al menos, el depósito de una serie turbidítica con aportes procedentes del Sureste.

Durante el Mioceno medio y superior tiene lugar, al menos al Sur de la Falla de Los Cayucos, el depósito de una potente serie turbidítica siliciclástica con aportes procedentes de una plataforma muy estrecha. En un momento posterior del Mioceno superior los aportes turbidíticos cesan, depositándose margas de cuenca marina profunda, que son seguidas durante la parte final del Mioceno y el Plioceno Inferior por el depósito de otra serie turbidítica, esta vez con aportes procedentes de una plataforma carbonatada situada hacia el Norte. Esta plataforma probablemente se situaría en el bloque elevado de la Falla de Los Cayucos, que habría continuado su actividad hasta ese momento.

La actuación de la mayoría de las fallas presentes en la zona se inició en algún momento del Plioceno Medio o más probablemente Superior, habiéndose producido la emersión de la zona ya en el Pleistoceno, como atestiguan los abanicos aluviales presentes en la vecina hoja de Pepillo Salcedo. La actividad tectónica de la zona continuó de forma ininterrumpida hasta la actualidad con movimientos diferenciales de bloques y producción de terremotos en épocas históricas.

6.GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de los 26,5°C. La precipitación anual media dentro de la Hoja es una de las más bajas del país, con precipitaciones medias anuales próximas e incluso inferiores a los 600 mm. Habiéndose medido en la estación de Montecristi para el periodo 1952-1971 una precipitación media anual de 726 mm. La vegetación es de bosque seco tropical.

La red fluvial de la hoja carece de cauces permanentes, estando limitada a una serie de cauces temporales de escaso recorrido la mayor parte de los cuales desemboca en el Atlántico y formando parte el resto de la cuenca del Yaque. El drenaje es de tipo dendrítico con una densidad de fina a media.

6.1.2. Hidrogeología

Los materiales cretáceos de la unidad de El Cacheal presentan una intensa fracturación por lo que en el esquema hidrogeológico se le les ha asignado una permeabilidad media-alta y podrían constituir un acuífero de interés.

Las brechas fundamentalmente carbonatadas de el miembro El Limón de la Formación las lavas presentan en superficie una elevada porosidad intergranular y están ligeramente afectados por fracturación, por lo que se les ha asignado en el esquema hidrogeológico una permeabilidad media. En principio podrían constituir un acuífero profundo de interés, aunque sería necesario investigar su posible contaminación por aguas marinas dentro de la Hoja.

El resto de la Formación las Lavas, así como las unidades de Isabel de Torre y de El morro tienen un componente litológico fundamentalmente margoso que las hace impermeables. Si bien las fracturas que afectan a estas unidades podrían dar lugar a una permeabilidad de fracturación esta sería en principio baja y su interés hidrogeológico es escaso.

A la unidad de Montecristi se le ha asignado en el esquema hidrogeológico un valor medio de permeabilidad fundamentalmente por porosidad intergranular. La distribución de esta permeabilidad dentro de la unidad es muy irregular, existiendo niveles lutítico-margosos prácticamente impermeables junto con tramos arenosos e incluso conglomeráticos con porosidades elevadas. La presencia dentro de la serie de potentes megacapas de origen turbidítico con porosidades elevadas, al menos en superficie, junto con la existencia de niveles relativamente impermeables, que podrían sellar los acuíferos, hace esta serie especialmente interesante desde el punto de vista hidrogeológico. No obstante las porosidades observadas en superficie podrían no ser reales en profundidad, ya que podría haber una cementación de los poros, lo que sería necesario comprobar con sondeos.

Los materiales cuaternarios presentes en la hoja presentan escaso interés hidrogeológico a pesar de sus permeabilidades elevadas. Por una parte los materiales próximos a la línea de costa presentan con seguridad una fuerte contaminación por aguas marinas, y por otra los depositos cuaternarios situados más al interior, fundamentalmente fondos de valle, tienen un volumen de almacenamiento muy escaso.

6.2. Recursos minerales

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la hoja de Montecristi se reducen a un par de explotaciones de áridos procedentes de coluviones recientes cuaternarios desarrollados sobre los materiales miocenos, oligocenos y cretáceos.

No existe ningún indicio de minería metálica dentro de la Hoja.

6.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales

Las dos canteras existentes en la hoja explotan formaciones de gravas y arenas de abanicos aluviales cuaternarios.

La zona donde se ubica la cantera mas occidental, que se ha utilizado en el asfaltado parcial de la carreteras de acceso a "El Morro", se ha allanado recientemente para la construcción de nuevas urbanizaciones.

Los materiales procedentes de la cantera más oriental (Isabel Torre) han sido utilizados para el allanamiento de las carreteras del entorno, en su mayoría de tierras y, según lugareños de la zona, en la presa de Caño Alto situada al S en la hoja de Pepillo Salcedo.

6.2.1.1. Descripción de las Sustancias.

- Canteras de gravas y arenas. Son las únicas existentes en la hoja. Se concentran en los pequeños retazos de abanicos aluviales cuaternarios desarrollados en el borde N de la hoja. Presentan una estratificación subhorizontal y su explotación no requiere en principio ninguna labor de machaqueo, simplemente disgregación y clasificación.

6.2.2. Potencial minero.

Las posibilidades de explotación de nuevas canteras sobre formaciones similares a las aflorantes en los indicios 1 y 2 está limitada a los núcleos relativamente pequeños en el borde N de la Hoja y coluviones desarrollados sobre los materiales cretácicos y oligoceno.

Existen algunas canteras para áridos de machaqueo en la Unidad Montecristi dentro de los límites de la hoja del sur, Pepillo Salcedo. Dicha Unidad ocupa casi la mitad meridional de la hoja de Montecristi y podía ser objeto de cantería en función de las necesidades locales de mantenimiento y creación de red viaria o de construcción

6.2.3. Listado de indicios.

Nº	X-UTM	Y-UTM	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
1	222063	2200738	conglomerados	intermitente	mediana	áridos
2	234477	2201176	conglomerados	abandonada	Pequeña	áridos

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1. Introducción

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

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

7.2. Relación de los L.I.G.

La hoja de Montecristi no es especialmente agraciada en cuanto a afloramientos de calidad se refiere, los cuales se localizan fundamentalmente en áreas acantiladas de la costa. El acceso es fácil, siempre por carretera o pista

7.3. Descripción de los Lugares

Se describen tres L.I.G dos de los cuales coinciden con afloramientos costeros, situando el tercero en zona de interior a favor de el talud de una pista. Su interés principal es estratigráfico y paleontológico. Por su posible utilización se pueden catalogar como divulgativos, científicos y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

7.3.1 L.I.G. N° 1. Acantilados de la playa de El Morro.

El acceso a la Playa de El Morro, dentro del Parque Nacional de Montecristi, se realiza por carretera asfaltada desde la ciudad de Montecristi estando convenientemente señalizado.

El sendero que desciende desde el aparcamiento hacia la playa permite observar depósitos coluvionares y eólicos, consistentes estos últimos en un pequeño sistema de dunas colgadas visibles hacia el Este del sendero.

Los acantilados de la playa están constituidos sobre materiales de la Unidad de El Morro, que en este punto esta representada por un conjunto predominantemente margoso en el que se intercalan diversos cuerpos de calizas detríticas groseras con carácter progradacional correspondientes a facies de lóbulo turbidítico. En el acantilado occidental de la playa puede apreciarse claramente el carácter progradacional hacia el Sur de estos cuerpos calcáreos así como su estructura interna y su constitución litológica.

En el acantilado Sur se pueden observar preferentemente las facies margosas con abundante contenido paleontológico, destacando por su abundancia y conservación los fósiles de moluscos, especialmente gasterópodos.

En el acantilado Oriental se puede apreciar la presencia de un lóbulo de dimensiones menores que los de el acantilado occidental. Una pequeña escalada permite apreciar la geometría tridimensional del lóbulo y constatar su acuñaamiento hacia el Sur.

El interés de este punto es fundamentalmente científico y divulgativo, añadiéndosele el interés turístico del entorno realizado por su inclusión dentro del parque de El Morro. La

existencia de un pequeño centro de acogida e interpretación del parque en el acceso a la playa podría utilizarse para la puesta en valor del LIG.

7.3.2 L.I.G. N° 2. Acantilado occidental de la playa de Gran Mangle.

El acceso al LIG es fácil realizándose por pistas que, aunque sin asfaltar, presentan buenas condiciones de circulación, pudiendo llegarse al Lugar tanto desde la playa de Petí Salina (o Popa) como desde la pista a La Finca.

El acantilado occidental de la playa permite observar, en marea baja, una serie estratigráfica de unos 30 m de potencia de el Miembro La Pocilguita de la Formación Las Lavas. El carácter turbidítico de la serie es evidente en este punto pudiendo observarse numerosas secuencias y estructuras sedimentarias, tales como amalgamaciones de capas de brechas, secuencias granodecrecientes y estratodecrecientes, estratificaciones convolutas, ripples, etc.

El interés del LIG es fundamentalmente didáctico.

7.3.3 L.I.G. N° 3. Afloramiento de la Serie de El Cacheal en la pista a La Finca.

El acceso al LIG es fácil estando situado a pie de carretera.

En este punto afloran materiales pertenecientes a la serie de El Cacheal constituidos fundamentalmente por grauvacas con intercalaciones centimétricas de lutitas y algunas capas decimétricas de calizas tableadas.

En este punto además de poder observarse las litologías constituyentes de la Unidad de El Cacheal, se localiza el yacimiento de ammonites que ha permitido datar la Unidad como Cretáceo Inferior (Aptiense –Albiense).

Este es el único yacimiento de ammonites de edad Cretáceo Inferior dentro de la Isla, siendo su interés fundamentalmente científico.

8. BIBLIOGRAFÍA

ARDÉVOL, LL. (2004): Informe Sedimentológico del Proyecto K de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

BENSON, R.H. y RAKIC EL-BIED, K. (1996): The Bou Regreg Section, Morocco: proposed global boundary stratotype section and point of the Pliocene. *Service Geologique de Maroc, Notes et Memoires*, vol. 383, pp. 51-150.

BOWIN, C.O. (1975): The geology of Hispaniola, pp. 501-522 en: Narin, A.E.M. y Stehli, F. eds. *The Ocean basins and margins; Volume 3, The gulf of Mexico and the Caribbean*, Plenum Press, New York

BURKE, K. (1988): Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review Earth and Planetary Sciences*, vol. 16, pp. 201-230.

BURKE, K., FOX, P.J. y SENGOR, A.M.C., (1978): Bouyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, vol. 83, pp. 3949-3954.

BYRNE, D.B., SUAREZ, G. y MCCANN, W.R. (1985): Muertos trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean?. *Nature*, Vol. 317, pp. 420-421.

CALAIS, E., BETHOUX, N. y MERCIER DE LEPINAY, B. (1992): From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean Plate boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, vol. 11, pp. 114-123.

CEPECK, P. y WEISS, W. (1991): List of rock samples and biostratigraphic age determinations from Dominican republic 1984-1989. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe-Federal Institute For Geosciences and Natural Resources. Abril 1991, Inédito.

DOHM, C.F. (1943): Geologic map and report of the western portion of the Cibao basin. Dominican Seaboard Oil Company. Inédito.

DOLAN, J.F. y MANN, P. eds. (1998): Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. *Geological Society of America Special Paper* n° 326.

DOLAN, J., MANN, P., ZOETEN, R. de, HEUBECK, C., SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991): Sedimentologic, stratigraphic and tectonic synthesis of Eocene Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico, en: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. eds., *Geologic and tectonic development of the North America- Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geological Society of America Special Paper* n° 262, pp. 217-263.

DOLAN, J.F., MULLINS, H.T. y WALD, D.J. (1998): Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs en Dolan, J.F. y Mann, P. eds. Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. *Geological Society of America Special Paper* n° 326, pp. 1-61.

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

EBERLE, W y MOLLAT, H. (1991): Mapa geológico de la República Dominicana a escala 1: 250.000. Dirección General de la Minería. Santo Domingo, República Dominicana.

EDGAR, N.T. (1991): Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. pp. 281-299 en : Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geological Society of America Special Paper* 262

LEWIS J. F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P. P., GUTIERREZ, DRAPER G. y PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción

y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Acta Geológica Hispánica*, 37, p. 81-122.

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

MANN, P., PRENTICE, C.S., BURR, G., PEÑA, L.R. AND TAYLOR, F.W., (1998): Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In: J.F. Dolan and P. Mann (Editors), Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. *Special Papers. Geological Society of America*, Boulder, CO, p. 63-123.

MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. eds. (1991a): Geologic and tectonic development of the North America- Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper n° 262*,

MANN P., DRAPER G. & LEWIS J. F. (1991b): An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 1-28.

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

PARDO, G. (1975): Geology of Cuba. en: Nairn, A.E.M. y Stehli, F.G. eds., *The Ocean basins and margins; vol. 3 The gulf of Mexico and the Caribbean*. Plenum Press. Nueva York. pp. 553-616.

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

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

PINDELL J.L. & BARRETT S.F. (1990b): Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, *Geol. Soc. Am.*, Boulder, CO, United States (USA).

VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. Y CALKINS, F.C. (1921): A geological reconnaissance of the Dominican Republic. *Geological Survey Dominican Republic Memoirs.*, vol. 1, pp. 1-268.

WINSLOW, M.A., GUGLIELMO, G., NADAI, A.C., VEGA, L.A. y MCCANN, W.R. (1991): Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao basin, northeastern Hispaniola, en Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. eds., Geologic and tectonic development of the North America- Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper* nº 262, pp. 301-313.

ZOETEN, R. de (1988): Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. *Tesis Inédita, Universidad de Texas, Austin*, 298 pp.

ZOETEN, R. de y MANN, P. (1991): Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. en Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. eds., Geologic and tectonic development of the North America- Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper* nº 262, pp. 265-279.

ZOETEN, R. de, DRAPER, G. y MANN, P. (1991): Geologic map of the Northern Dominican Republic. In: MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262.

ZOETEN, R. de, y MANN, P. (1999): Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: A sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North-

America-Caribbean Plate Boundary Zone. pp. 247- 286 en P. Mann ed. Caribbean Basins, Elsevier, Amsterdam.