



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL  
REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO  
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

ESCALA 1:50,000

JUAN DE HERRERA

(5972- I)

# INDICE

Pág.

<b>1. INTRODUCCION</b> -----	
<b>1.1. Metodología</b> -----	
<b>1.2. Situación geográfica</b> -----	
<b>1.3. Marco geológico</b> -----	
<b>1.4. Antecedentes</b> -----	
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b> -----	
<b>2.1. Descripción de las unidades</b> -----	
2.1.1. Tonalitas -----	11
2.1.1.2. Basaltos vacuolares (Guandules-Pelona-Pico Duarte) -----	12
2.1.1.3. Cretácico superior. -----	13
2.1.1.4. Fm. Tireo Inferior. Rocas Volcanoclásticas, tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas andesíticas.-----	13
2.1.1.5. Formación Tireo. Lavas, brechas y tobas de composición básica- intermedia-----	14
2.1.1.6. Fm. Tireo. Lavas y tobas dacítica-riolíticas -----	15
2.1.1.7. Fm. Tireo. Tobas, brechas y rocas volcanoclasticas andesítica- Dacíticas -----	16
2.1.1.8. Fm. Tireo. Tobas, brechas, y lavas riolíticas-dacíticas-----	17
2.1.2. Cretácico Superior-Paleógeno-----	18
2.1.2.1 Complejo pluto-volcanicos de tonalitas y leucotanalitas, granodioritas y microtrondjemitas -----	18
2.1.2.2. Tonalitas del Rio Yaque del Sur -----	19
<b>2.2. Paleógeno</b> -----	
2.2.1.Eceno-----	
2.2.1.1. Fm. Ventura. Alternancia de margas, lutitas y areniscas de grano fino--	20
2.2.1.2. Conglomerado, marga, subordinante calcarenisca y caliza-----	21
2.2.1.3. Fm. Neiba. Caliza micro cristalina con nódulos de pedernal, de color blanco- crema -----	22
2.2.1.4. Fm. Arroyo Seco. Conglomerado grueso, poligomictico, alternado con capas de arenisca, arcilla, caliza nodular; hacia el sur clastos más finos y yeso-----	23

## **2.3. Cuaternario-----**

2.3.1. Melange tectónico: bloques de la formación Tireo, Ocoa, Neiba, Sombrerito, Arroyo Blanco, Arroyo Seco y caliza de la Fm. Neiba.(14)

2.3.2. Cuaternario Sedimentario

2.3.2.1. Pleistoceno- holoceno Abanicos aluviales: grava, cantos, y arena (15)

2.3.2.2. Pleistoceno-Holoceno. Sedimentos de pendientes (16). Escombros /de cauce seco: cantos; grava y limo

2.3.2.3. Pleistoceno-Holoceno. Terrazas fluviales, viejas y jóvenes así como también sedimentos del fondo del valle (depósitos de río). Grava, arena, cantos y limo (17,18 y19)

2.3.2.4. Pleistoceno-Holoceno. Depósitos de ladera y coluviones (20). Cantos, arena y arcillas

3 TECTONICA

## **3.1. Marco geológico-estructural de la zona de estudio-----**

### **4. GEOMORFOLOGIA-**

#### **4.1 Generalidades -----**

#### **4.2 descripción de las sub-áreas-----**

4.2.1. zonas abruptas de la Cordillera Central-----  
----87

4.2.1.1. Relieve calcáreo al Oeste Rio San Juan -----  
---90

4.2.1.2. Áreas montañosas Sierra de Neiba-----

4.2.2. Faja de Pie de Monte de la Sierra de Neiba-----  
-----91

4.2.2.1. Región de las Mesetas Volcánicas-----

4.2.2.2. Depósitos aluviales recientes-----

### **5. HISTORIA GEOLOGICA-----**

#### **5.3. El arco insular del Cretácico superior-----**

##### **5.3.1. La Cuenca paleógeno de BARK ARC-----**

##### **5.3.2 Cuencas Neógenos-----**

### **6. GEOLOGIA ECONOMICA-----**

#### **7. Recursos Minerales Descripción-----**

##### **7.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS**

7.1.1. COBRE-ZINC

7.1.1.2. Concentraciones sedimentarias en la Fm Tireo

7.1.1.3. Mineralizaciones en filones y zonas de cizalla dentro de la Fm Tireo

7.1.1.4. Diseminaciones en zonas de alteración hidrotermal

7.1.2. MINERALIZACIONES DE MANGANESO

7.1 3. MINERALIZACIONES DE METALES PRECIOSOS

7.1.4. DEPÓSITOS DE CAOLÍN.

## **8. BIBLIOGRAFÍA**

## **I.- INTRODUCCION**

### **1.1 GENERALIDADES:**

El cuadrante (5972-1) Juan de Herrera, localizado dentro de la provincia de San Juan, la población habitacional de la zona es escasa y está concentrada mayormente en el municipio de Juan de Herrera, así también en los poblados de Los Jaquimeyes, El Coco, El Cativo, los cuales se encuentra situadas en la parte baja, correspondiente al valle de San Juan.

La hoja Juan de Herrera está limitada entre las coordenadas: 26300 a 289400 longitud oeste y 2083500 a 210200 latitud norte. Con una área de superficie de aproximadamente 500 kilómetros cuadrados. La principal vía de acceso la constituye la carretera Sánchez, Santo Domingo- San Juan, en buen estado, así como la carretera San Juan- Juan de Herrera-Sabaneta en aceptable estado y otra de menos importancia San Juan-Jinova, San Juan- Guanito-Los Fríos, etc.

Esta ciudad está localizada en la región Suroeste de la República Dominicana a unos 200 kms. De Santo Domingo (Capital). La principal vía de acceso es la carretera Sánchez (Santo Domingo-San Juan-Las Matas de Farfán). En general la accesibilidad de la Hoja es buena a excepción de la zona Norte-Este.

El equipo de trabajo del SGN y la UTECO que ha realizado este estudio, siguiendo las normas discutidas y aceptadas en las normativas para la realización de los mapas geológicos y temáticos, ha sido el siguiente:

Ing. Santiago José Muñoz Tapia (SGN)

Ing. Jesús Rodríguez Reyes (SGN)

Berenice Matías marte (UTECO)

### **1.1. Metodología**

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), decidió abordar, a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSE) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto K, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto L, adjudicado al mismo consorcio.

Durante la confección de la hoja a escala 1:50.000 de Lamedero se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis y publicaciones.

monográficas, pero también trabajos de investigación o de exploración minera. La cartografía se ha realizado, principalmente, con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1964), cedidas por el SGN. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético y espectro métrico de la República Dominicana (CGG 1997, del programa SYSMIN).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente vía un GPS, descargados y documentados en una base de datos, ploteados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones preestablecidas (topografía, imágenes satélites, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG. Todas las coordenadas citadas en el texto están en Latitud-Longitud con el datum WGS84.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (Santiago Rodríguez 5974).

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).

## **1.2. Situación geográfica**

La hoja a escala 1:50.000 de Juan de Herrera (5972-I), situada en el centro meridional de la Cordillera Central de la República Dominicana, es la más montañosa y difícil de acceso de este Proyecto. En la Fig. 1. se ha representado el esquema fisiográfico de La Española tomado de Weyl (1966) y la localización de las 14 hojas que comprenden este proyecto. La mitad noreste de la Hoja pertenece a la provincia de Santiago y la mitad suroeste a la de San Juan.

La zona axial de la Cordillera Central, con dirección SE-NO, divide la hoja según una diagonal muy accidentada, con elevaciones que superan los 2500 m, como en la Loma de la Pelona (3087m) al SE, al lado del Pico Duarte, la Loma de la Viuda (2801m) en el centro y La loma de la Guácara (2500m) al NO.

Desde la zona axial, los relieves bajan hasta 1000 m al NE y 960 m al SO.

Los Ríos principales son paralelos a las estructuras de la zona axial (río San Juan, La Guacara, río Baito) o perpendiculares, siguiendo una dirección de fractura NS a NNE-SSO (río Bao, Arroyo Limón, río Mijo, río Macutico). En general, los cauces son bastante encajonados, debido al relieve muy joven. Las sabanas (Sabana Vieja, Sabana Nueva, Sabana del Pino, Sabana de la Puerta, Sabana de los Boquerones) de la parte central de la Hoja, representan las típicas pequeñas llanuras debidas al relleno local del cauce de los ríos por aluviones y coluviones. Estas sabanas, a veces transformadas en lagunas en periodo de lluvia, son las únicas zonas con hierbas, antiguamente aprovechadas para el pasto del ganado. Excepto estas pequeñas sabanas, la totalidad de

la hoja está cubierta por una foresta de pino criollo. La zona de Macutico fue quemada en 1997 antes de sufrir los daños del ciclón Georges, en Septiembre de 1998.

Las especies principales que ocupan los espacios naturales en esta área protegida son de importancia biológica excepcional, dado que están ubicadas en regiones de alta montaña. Constituyen elementos de rareza ornitológica en el ámbito de la zoogeografía mundial.

En la avifauna se destacan la cotorra, endémica de la Española; el carpintero; la cigua palmera, declarada ave nacional; el papagayo y el guaraguao. Entre los mamíferos se destacan el puerco cimarrón, la jutía y el ratón. Se encuentran culebras sabaneras en la parte más baja del bosque.

Actualmente, ninguna población permanece en esta Hoja, cubierta en totalidad por los Parques Nacionales José del Carmen Ramírez, al sur, y Armando Bermúdez, al norte. Los únicos accesos a los refugios de los Parques Nacionales se hacen por caminos en un día mínimo a lomos de caballería: desde Sabaneta-El Ingenito hasta el Alto de la Rosa al SO; desde Sabaneta-La Boca de los Arroyos-San Pedro hasta los Aparcillos al oeste; desde La Ciénaga-La Compartición-Pico Duarte hasta el Valle de Bao y Macutico al SE; desde Mata Grande hasta Rancho en Medio, El Rodeo, La Guacara al NE.

El clima de la Hoja está determinado principalmente por la situación en la Cordillera Central. Se trata de un clima tropical de montaña, con dos temporadas de lluvias en Mayo-Junio y Octubre-Noviembre. Las perturbaciones de carácter ciclónico del Caribe, son frecuentes, en periodo de lluvias.

Las variaciones de temperaturas son fuertes a lo largo del año y entre el día y la noche. El gradiente de temperatura, o disminución de la temperatura media con la altitud, se estima en un poco más de 0.5 grados por cada 100 metros. En los meses de Diciembre y Enero, la temperatura desciende a bajo cero grado durante la madrugada, en ocasiones a 8 grados bajo cero; en invierno, a la salida del sol, la escarcha cubre los pajonales.

## **MARCO GEOLOGICO Y ESTRUCTURAL:**

La descripción geológica regional y tectónica de la Hispaniola se puede encontrar en BOWIN (1975), BUTTERLIN (1956, 1977), GARCIA (1984), MANN (1983) y WEYL (1966). El cuadrante se subdivide en 4 unidades Geológico-Tectónicas:

1.4.1 La Cordillera Central ubicada al NE del valle de San Juan, compuesta de tonalita, toda, basalto y brecha tectónica; está separada de los sedimentos Terciarios por una falla regional llamada Los Pozos-San Juan.

1.4.2 El valle de San Juan es un graben integrado por rocas sedimentarias tales como arenisca, calcarenisca, lutitas, marga, separada de la Sierra de Neiba por fallas cuyo desnivel con las capas que se encuentran en el centro del graben es de aproximadamente, 2,000 mts.; NW del valle se encuentran basaltos Cuaternarios.

1.4.3 Al sur del valle se encuentran la Sierra de Neiba, con caliza de edades del Eoceno hasta el Oligoceno. Estas capas están muy plegadas y forman anticlinales y sinclinales que coinciden con las lomas y valles de la región.

1.4.4 Según el Ing. F. HARMS, 1987, un cuarto rasgo estructural lo compone el —Complejo de Loma El Muñeco localizado al NW, y compuesto por calizas del Paleógeno con una falla más al S, que provoca un desnivel de 1,000 mts. Con los sedimentos del graben de San Juan, dicha falla es la vía principal de ascenso de la lavas basálticas localizadas al NW del valle durante el Cuaternario.

La orientación de las capas litológicas, fallas y pliegues tienen un rumbo aproximado WNW-ESE.

Algunas fallas se orientan aproximadamente N-S y en la Formación Ocoa son típicos los plegamientos fuertes y callamientos locales sin aparente orientación preferencial.

## **1.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS:**

Los mapas existentes de la zona que han sido publicados se encuentran a escala 1:500,000; INDRHI (1983), RODRIGUEZ (1983) y ZOPPIS (1969). También existe una publicación de rocas volcánicas del Pleistoceno en el valle de San Juan por MACDONALD Y MELSON (1969).

Existen otros mapas no publicados que abarcan parte de la zona del cuadrante, ellos son (Figura No.1): BREUNER (1985), BRGM (1980), CARIBOIL (1978), CLAURE et al (1981), DE LEON (1983), GUERRA et al (1954/55), INDRHI (1982), JICA (1984), MICHAEL (1979), SEABORD (1941) y TRINEAU & WESTERCAMP (1980). La mayoría son mapas de fotointerpretación. El mapa más importante y a la vez el más viejo es el de la compañía —DOMINICAN SEABOARD OIL COMPANY en los años 1941/42, el cual forma la base esencial de todas las representaciones recientes. En esta compañía trabajaron los Geólogos M.B. ARICK (1941), J.E. BARNETT (1941), C.F. DOHM (1941), W.H. PHILLIPPI y el Paleontólogo P.J. BERMUDEZ (1941). Estos fueron los primeros en describir las Formaciones geológicas del valle, basados en sus investigaciones sobre la posible existencia de hidrocarburos en dicha zona.

El informe geológico más antiguo está descrito por R. LUDWIG en el año 1888 (En Sievers, 1888).

## **II.- ESTRATIGRAFIA**

Para la presentación de la carta geológica de la Hoja (5972-1) Juan de Herrera, fueron compiladas las rocas del Cretácico y del Terciario de acuerdo a secuencias litológicas maleables de constitución parecida al término Formación. Una Formación es una unidad petrográfica (puede tener facies), la cual no depende de límites bioestratigráficos fijos. Una Formación puede abarcar una o más edades así como también puede tener diferentes alcances de radios estratigráficos en su amplitud regional. Los sedimentos sueltos de la época más joven en la historia de la tierra, el Cuaternario, serán designados con términos genéticos exclusivamente.

Datos sobre afloramientos en el suroeste de la República Dominicana, sobre su formación; Petrografía, Posición Estratigráfica, Distribución Regional, Posición Tectónica se encuentran entre otros en ANSCHUTZ (1982), ARICK (1941 a, 1941 b), BARNETT (1941), BERMUDEZ (1949 a, 1949 b) BOLD (1974, 1975), BUTTERLIN



(1960), CHEILLETZ & LEWIS (1974), COOPER (1983), DOHM (1941 a, 1941 b), DOREEN (1979), INDRHI (1972 b, 1972 c), LEWIS (1980), NEMEC (1980), SAUDERS et al (1982), WALLACE (1945, 1947), WEEKS (1979) Y WEYL (1939, 1948). La D.G.M. realizó una compilación de copias de los trabajos más importantes sobre Formaciones en un sentido más amplio, titulado —Formaciones del Sur-Oeste de la República Dominicana como parte de la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, en dos tomos (1984, 1985).

Referencias sobre los afloramientos en la Hoja (5972-1) Juan de Herrera, se encuentran en los siguientes informes: CLAURE et al (1981), DOHM (1941), INDRHI (1972 a), JICA & MMAJ (1984), MACDONALD & MELSON (1969), MICHAEL (1979), MILLAR (1970), MONSAINGEON & SALMON (1980), PHILLIPE (1941), TRAINEAU & WESTERCAMP (1980), VESPUCCI (1980) y WARNER (1977).

La fijación definitiva de los nombres de Formaciones a mantenerse, deberá ocurrir inmediatamente se termine el Mapeo Geológico que cubra el país, previa depuración por parte de los técnicos de la D.G.M. a través del Proyecto del Léxico Estratigráfico Nacional, el cual actualmente se encuentra realizado en más de 60%. Hasta entonces debe evitarse el ampliar el rango a través de la introducción de nuevos nombres de Formaciones. Esto también es válido para los sedimentos terrígenos no consolidados del Cuaternario, en cuyo caso deben ser usados conceptos exclusivamente Genético-Petrográficos, sin la adición del término —Formación, tales como (Terrazas de grava, Talud).

### **1.1. Metodología**

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), decidió abordar, a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSE) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto K, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto L, adjudicado al mismo consorcio. Durante la confección de la hoja a escala 1:50.000 de Lamedero se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis y publicaciones.

monográficas, pero también trabajos de investigación o de exploración minera. La cartografía se ha realizado, principalmente, con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1964), cedidas por el SGN. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o

subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético y espectrométrico de la República Dominicana (CGG 1997, del programa SYSMIN).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente vía un GPS, descargados y documentados en una base de datos, ploteados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones preestablecidas (topografía, imágenes satélites, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG. Todas las coordenadas citadas en el texto están en Latitud-Longitud con el datum WGS84.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (Santiago Rodríguez 5974).

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).

### 2.1.1. Tonalitas (1)

Las tonalitas con anfíbol  $\pm$  biotita del batolito de Macutico son la litología más representada; ocupan el 30% de la superficie, en la parte sur de la Hoja, intruyendo la Fm. Tireo al centro y en los bordes este y oeste. Hacia el sur, el batolito se cierra rápidamente en el borde norte de la Hoja de San Juan de Herrera.

En la imagen aeromagnética (Fig. 4) el batolito de Macutico presenta una forma ovoide (tendente a romboedrica), con el eje principal orientado SE-NO, haciendo un ángulo de  $25^\circ$  con el eje ESE-ONO de las tonalitas foliadas. Las tonalitas se marcan por una anomalía positiva de intensidad media. Las anomalías fuertes localizadas principalmente en el borde norte o aisladas en las tonalitas corresponden a gabro-dioritas y meta basaltos.

Entre Sabana Vieja y el río San Juan-arroyos Los Barreros, pequeños “stocks” de tonalitas y gabro-dioritas instruyen los meta basaltos entre el batolito de Macutico y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

Los datos espectrales de K,Th y U son demasiados discontinuos, a lo largo de las líneas de vuelo en esta zona muy montañosa, para poder diferenciar las tonalitas.

A partir de los bordes de la Hoja de Lamedero, los caminos y ríos o arroyos, que permiten las observaciones del batolito son los siguientes:

- al SO, el camino La Fortuna-El Alto de la Rosa (refugio) y el río Arroyo Limón,
- al este, el camino Los Aparcillos (refugio)-El Alto de la Rosa (refugio) y el río San Pedro,
- al NO, el camino Los Aparcillos (refugio)-Sabana Vieja y el río San Juan y arroyo Los Barreros,
- al centro, el camino El Alto de la Rosa (refugio)-Aguita Fría-Macutico (refugio) y el río Mijo,
- al SE, el camino El Valle de Lilís (refugio para La Pelona-Pico Duatre)-Macutico (refugio) y el río Macutico,
- al norte, el camino Aguita Fría-Loma de la Mediania (muy difícil de acceso)

Debido a la arenización casi general, las tonalitas se marcan en el paisaje por relieves más suaves, en depresión comparativamente a los gabro-dioritas o a los metabasaltos encajantes.

Salvo en los arroyos o ríos encajados, los afloramientos de rocas frescas son inexistentes y sólo se encuentran algunos bloques métricos a decamétricos redondeados, típicos de la meteorización de los granitoides. Estas condiciones de afloramientos y de accesos no permiten una cartografía de las heterogeneidades de composición (tonalitas,-dioritas cuarcíticas), de texturas (no deformado a ligeramente deformada, grano medio a fino o grueso), o zonas con concentraciones de enclaves).

Las tonalitas son mesócratas a relativamente leucocratas, en general de color gris. La mineralogía observable es muy homogénea, cuarzo y plagioclasa, anfíbol y con frecuencia biotita. Al contrario, las texturas y las proporciones relativas de los minerales varían.

En general, se observa una textura magmática heterogranuda, de grano medio, localmente isogranular o porfídica con fenocristales centimétricos de plagioclasas y/o cuarzo globular centimétrico.

Las variaciones de las proporciones minerales subrayan los cambios entre facies leucocratas y más mesocratas (dioritas cuarcíticas).

Una red de fracturas « secas » o abiertas, con relleno félsico, corta las tonalitas. A menudo, se observa una epidotización importante de las fracturas con una franja centimétrica a decimétrica de epidotización pervasiva en la tonalita.

Localmente una orientación magmática preferencial está subrayada por los anfíboles o los enclaves, sin que estas observaciones muy puntuales, pero frecuente en los bloques de los arroyos, permitan definir una arquitectura de los macizos.

Puntualmente, se ha podido observar una deformación subsólida penetrativa, marcada por el desarrollo de una foliación débil subvertical, de dirección regional SE-NO. Esta deformación, se observa frecuentemente en los bloques rodados de los cauces de los ríos, pero su intensidad no se puede comparar con la de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

Al microscopio, las tonalitas no deformadas presentan en general una textura heterogranular, localmente porfídica con desarrollo de grandes fenocristales de plagioclasa. Están constituidas de plagioclasa, cuarzo y hornblenda. La biotita de color pardo aparece localmente como mineral esencial; contiene a menudo cristales de sagenita.

El feldespato potásico nunca ha sido observado.

La plagioclasa (en general oligoclase An20-25) es automorfa o subautomorfa con sistemáticamente una zonación oscilatoria y borde más albítico. A veces, esta zonación es más compleja, con figuras de corrosión en el centro. Localmente contiene pequeñas hornblendas verdes automorfas. La alteración de la plagioclasa se caracteriza por el desarrollo de pequeñas sericitas y granos de epidota. El anfíbol es una hornblenda verde en general subautomorfa a xenomorfa, con una zonación de verde-pardo al centro a verde-azul en el borde. Contiene a menudo pequeños cristales de plagioclasa. Raras veces, se observan reacciones simplécticas al contacto hornblenda/cuarzo, así como relicas de clinopiroxeno en el centro de las hornblendas.

La hornblenda alterada presenta a menudo una retromorfosis en anfíboles de segunda generación y desarrollo de clorita.

Cuando esté presente, la biotita es siempre minoritaria respecto a la hornblenda con la cual se agrega y fuertemente transformada en clorita. Anfíboles y biotitas son las fases más ricas en elementos accesorios, constituidos por opacos (magnetita-ilmenita ?), apatita, circón y a veces esfena y monacita.

El cuarzo aparece en general en agregado policristalino, a veces en pequeños cristales globulares intersticiales. Frecuentemente, una ligera extinción ondulante y una recristalización estática parcial traducen una deformación débil. En raros casos, se inicia una textura gráfica.

La tonalita (08MJ9036 Lat:19,06164; Long: -71,13808) muestreada en el borde de la gabro-diorita de la Aguita Fría presenta un clinopiroxeno relicto (augita probable) frecuentemente incluido en los anfíboles y parcialmente destabilizado. Además del anfíbol verde se observa un anfíbol incoloro a verde claro de gran tamaño, a veces en el centro del anfíbol verde.

Según la clasificación de Streckeisen, se trata en general de tonalitas, con algunas dioritas cuarcíticas cuando la proporción de cuarzo es inferior al 20%.

Los enclaves son muy frecuentes en las tonalitas, en proporción muy variable). No se ha podido cartografiar facies de bordes con enriquecimiento en enclaves, pero las observaciones de los bloques rodados de los arroyos provenientes de los bordes del batolito confirman la existencia de estas facies. En algunos bloques estos enclaves alcanzan el 50%. Presentan:

- contactos nítidos con la tonalita, que dan un aspecto de "jigsaw breccia" a la roca, o
- contactos más difusos, con enclaves alargados paralelamente al contacto y más o menos asimiladas por la tonalita. El estado último corresponde a verdaderos "schlierens" en la tonalita. En este caso, la asimilación del material máfico da a la tonalita una composición más máfica con un enriquecimiento en anfíboles.

Se trata de una facies de borde con localmente enclaves, "roofs" o inicio de un proceso mecánico de asimilación, caracterizado por un "magma mingling". Muestra claramente que las tonalitas del batolito de Macutico son posteriores e intruyen las gabro-dioritas del batolito mismo y los metabasaltos.

Las tonalitas, están inyectadas por rocas diques máficos, leucogranítico y/o aplíticos y de cuarzo.

#### 2.1.1.2. Basaltos vacuolares( Guandules-Pelona-Pico Duarte) (2)

Los basaltos no deformados de la Pelona, en la esquina SE de la Hoja de Lamedero, han sido distinguidos de los basaltos de la Fm. Tiro, a pesar de las dificultades para observar las relaciones entre estas unidades. Parecen los equivalentes de los basaltos de los Guandules (SE de la Hoja de Restauración) y Peña Blanca, Cerro Montgreñé (Haití) al límite NO de la Hoja de Restauración y SO de la Hoja de Loma de Cabrera.

La Pelona (3087 m ) y el Pico Duarte (3088 m, ubicado inmediatamente al SE, en la hoja de Manabao) corresponden a los puntos más altos de la Cordillera Central y de la Isla Española.

El acceso por la entrada de los Parques Nacionales en La Ciénaga y los refugios de la Compartición (2700 m; Hoja de Manabao), y del valle de Lilís (3030 m; SE de la Hoja de Lamedero), entre llos Picos de la Pelona y Duarte, es fácil y muy bien organizado.

Desde La Pelona el camino sigue hacia el NO, hasta el Valle de Bao, o hacia el oeste, hasta el refugio de Macutico.

La Pelona se caracteriza por un relieve muy redondeado, constituido por una acumulación de bloques, métricos a pluridecamétricos, desmantelados *in situ*, de basaltos con una pátina de color ladrillo, rojizo, debido a la meteorización.

En la imagen aeromagnética reducido al polo, La Pelona corresponde a una anomalía positiva débil, al contrario de la fuerte anomalía positiva de los basaltos de los Guandules. En la ladera NO de la Loma de La Pelona, esta anomalía ligeramente positiva pasa a una anomalía negativa ubicada entre las dos anomalías positivas, muy fuertes, del borde NE del Macizo de Macutico y de la tonalita foliada de la Loma del Tambor.

La destabilización de la magnetita, observada en las láminas delgadas, y la probable potencia reducida de estas coladas podrían explicar la anomalía ligeramente positiva o negativa de los basaltos de La Pelona.

En todos los casos se trata de roca relativamente fresca, de color gris oscuro verdoso a azulado, a menudo masiva, localmente vacuolaria, con textura variable, en general afanítica, a veces ligeramente porfídica, incluso localmente traquítica, con la aparición de plagioclasas visibles al ojo y orientadas según el plano de derrame. Estas facies no sufrieron ni metamorfismo, ni deformación dúctil. En los bloques de la Pelona se observa frecuentemente la fluidalidad de las lavas con la orientación de las vesículas y de los fenocristales, pero nunca se han observado *pillow-lavas*.

La muestra (MJ9377 Lat:19,03132; Long: -71,00574) de la cima de La Pelona es una lava, de composición basáltica y textura porfídica, con mesostasia afanítica de color verde y vesicular. Las vesículas aparecen rellenas de zeolitas, clorita y epidota.

Texturalmente es una roca hipocristalina, de afanítica a fanerítica, variablemente porfídica, con una mesostasia ofítica.

Mineralógicamente está compuesta por olivino, clinopiroxeno y plagioclasa como componentes principales y fenocristales; espinela, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios; y epidota, clorita, sericita, albita, pumpellita y otras zeolitas como secundarios.

Los escasos fenocristales idio- y subidiomorfos de olivino y clinopiroxeno se destacan sobre una matriz afanítica recristalizada y vesicular. El olivino aparece fresco en algunos casos y forma, junto al clinopiroxeno, agregados dispersos entre la mesostasia. El clinopiroxeno está zonado y es una augita titanada. La plagioclasa puede aparecer escasa como fenocristal y normalmente forma la mesostasia de textura ofítica.

En algunas muestras la mesostasia está completamente transformada a un agregado de clorita, epidota y sericita, aunque en zonas preserva la textura ofítica. Los abundantes óxidos de Fe-Ti están oxidados y reemplazados por opacos.

Por sus características mineralógicas se trata de toleitas con olivino de marcada alcalinidad. Estos basaltos han desarrollado una intensa alteración verde hidrotermal, consistente en la serpentización y cloritización del olivino; la cloritización y epidotización del clinopiroxeno; la sericitización, epidotización y cloritización de la mesostasia; y la destabilización de la magnetita.

La unidad no aparece deformada dúctilmente ni presenta desarrollo de esquistosidad, desconociéndose por el momento su edad absoluta. La tentativa de datación Ar-Ar de la muestra (08MJ9377 Lat:19,03132; Long: -71,00574) proveniente de la cima de La Pelona, se reveló negativa. No obstante, estos basaltos se disponen estratigráficamente sobre la Fm. Tireo y, de forma característica, en ellos no se han observado intrusiones de venas de leucotonalitas con hornblenda, por lo que temporalmente son posteriores al magmatismo de arco de la Fm. Tireo y al emplazamiento de los Batolitos de Loma de Cabrera (post-92/88 Ma) y Macutico (92/90Ma). Además, estos basaltos son ricos en Ti y de afinidad OIB, diferente del magmatismo de arco toleítico y calco-alcalino de la Fm. Tireo infrayacente, y se disponen estratigráficamente bajo la Fm. Calizas de Nalga de Maco de edad Eoceno Medio-Superior en la Hoja de Restauración. Entre estas edades, secuencias regionalmente equivalentes de basaltos de plateau oceánico son los basaltos del DSDP Leg 165 (site 1001) de edad 81 Ma (Sinton et al., 2000); la Fm. Dumisseau del SO de Haití, con fauna desde el Coniaciano-Turoniano (86-90 Ma) en la parte baja de la sucesión y Santoniano Superior (83 Ma) a Campaniano Inferior (74 Ma) en la parte alta (Maurrasse et al., 1979; Sen et al., 1988), datada por 40Ar/39Ar entre 87-90 Ma por Sinton y Dunvan (1992); y los basaltos de la Fm. Siete Cabezas que intercalan fauna de radiolarios Santoniano (83-86,5 Ma; Donnelly et al., 1990) y datados por 40Ar/39Ar entre 69.0±0.7 Ma y 68.5±0.5 Ma (roca total y plagioclasa; Sinton et al., 1998), más consistente con la edad Campaniano Superior obtenida a partir de radiolarios en intercalaciones de chert (Montgomery et al., 1994).

#### 2.1.1.3. Cretácico superior. ----- -----13

#### 2.1.1.4. Fm. Tireo Inferior<sup>3</sup>). Rocas Volcanoclasticas, tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas andesíticas.----- -----

Esta unidad es la que constituye el cuerpo principal de afloramiento de la Fm. Tireo y ocupa mayoritariamente las Hojas de Gajo de Monte y Constanza y una parte importante de la de Padre Las Casas.

Una de las características de esta unidad es el carácter masivo y monótono de la misma, siendo muy problemático, en muchas ocasiones, tomar datos estructurales de dirección y buzamiento. En general, la constituyen tobas de color gris-verdoso de composición andesítica, y basáltica.

Esta formación está constituida por una serie de brechas y lavas basálticas vítreas de edad Cenomaniano a posible Santoniano (con probable origen submarino) y que aparece expuesta a lo largo del margen SO del cinturón peridotítico (fuera del área estudiada). Recientemente, en la cartografía de la Hoja 1:100.000 de San Cristóbal (SGN, inédito), los términos volcanoclásticos de la Fm. Siete cabezas original de Bowin (1966) han sido separados de ésta y asignados a la Fm. Tireo, con lo cual sigue abierta esta discusión para trabajos futuros.

Desde un punto de vista petrográfico, se han observado tobas vítricas-líticas; tobas líticas con cristales; Rocas vitroclásticas; tobas de lapilli, menos frecuentes son las hialoclastitas e ignimbritas. Las rocas volcano-sedimentarias (“s.l.”) tampoco son muy abundantes en este sector del cinturón. Generalmente siempre son tobas o brechas sin

soldadura (“*unwelded*”) aunque se observan frecuentes texturas de desvitrificación. Además se trata de rocas muy duras y coherentes.

La naturaleza del material vitroclástico fragmentario indica un origen piroclástico submarino tanto en erupciones freáticas como freatomagmáticas. Las cenizas volcánicas de las erupciones freáticas consisten en fragmentos procedentes de las paredes del conducto y del relleno del cráter, pero no contienen material juvenil, constituyendo generalmente estas explosiones freáticas, la actividad póstuma (fumarólica e hidrotermal) de erupciones freatomagmáticas precedentes.

La actividad de fluidos hidrotermales puede haber causado en algunas ocasiones cambios en la coloración de estos materiales. Además, también se han observado frecuentemente procesos de silicificación y epidotización. Así, aparte de las tobas gris-verdosas mencionadas, afloran tobas de color marrón-oxidado, y de coloración rojiza y brechas con fragmentos líticos gruesos y diversas coloraciones desde los típicos verde-grisáceos hasta rosáceos, pasando por tonos oxidados y cobrizos.

Sin embargo, al Este de esta Hoja, en los sectores más orientales de la de Constanza se han observado en posiciones estratigráficas semejantes a esta unidad, intercalaciones de turbiditas tobáceas o turbiditas de cenizas, también denominadas antiguamente como “pyroturbidite” o “ignimurbidite”. Concretamente estos materiales se han muestreado en una transversal a Río Blanco desde las proximidades de Loma Prieta a Sabana Blanca (Cigüelillo) y se han incluido dentro de la unidad denominada como “Serie de Río Blanco” en la cual aparecen además toda una sucesión de calizas, lutitas, margas y areniscas.

Un ejemplo de este tipo se ha observado durante la erupción de la Soufrière (San Vicente, 1902), en la cual se generó una turbidita de cenizas, al sufrir un “*slump*”, coladas piroclásticas que estaban construyendo un delta, (Carey y Sigurdson, (1978) en Cas y Wright (1987)). Estos últimos autores sugieren que es mejor emplear el término (no genético) de “turbidita volcanoclástica”, para referirse a estos depósitos. En general se ha observado que en la Hoja de Gajo de Monte predominan las facies más puramente volcánicas y sin embargo hacia el Este dentro de la de Constanza aparece toda una secuencia de rocas volcanoclásticas y rocas puramente sedimentarias.

En general las tobas y brechas que constituyen esta unidad en la Hoja de Gajo de Monte son de composición básica y se pueden describir distintos tipos petrográficos:

- Tobas líticas. Son las más abundantes y pueden tener fragmentos de distintos tipos de rocas volcánicas. Estos fragmentos son muy variados, de holocristales a vítricos, y en su mayoría de rocas ricas en minerales máficos (basaltos, andesitas); también hay fragmentos de rocas hipoabisales-plutónicas (doleritas-gabros) y de rocas piroxeníticas o cristales sueltos de clinopiroxeno y/o anfíbol. Asimismo, son relativamente frecuentes los fragmentos de vidrio de tipo (“*glass shards*”) de carácter hialino (hialoclastita). Ejemplos de este tipo de rocas son, entre otras, las muestras (AG-9029; 9035; 9040; 9068 y 9005). La muestra AG-9035 es representativa de un amplio sector de la zona central de la Hoja y fue tomada en el camino de Los Anegadizos a los Vallecitos. Corresponde a esta unidad masiva, de color verdoso, con muchas venas y silicificaciones y en lámina delgada muy diversos tipos de fragmentos:



1. Fragmentos de vidrio (“*shards*”) rellenos y transformados a carbonatados
  2. Fragmentos de rocas doleríticas
  3. Fragmentos de rocas basálticas
  4. Fragmentos de vidrio basáltico (desvitrificado)
  5. Fragmentos de rocas granulares de grano fino
- Existen también tobas de lapilli-ceniza en las que predominan los fragmentos muy alterados de rocas volcánicas y de “*glass-shards*”.

Formación Tireo. )4). Lavas, brechas y tobas de composición básica-intermedia

Esta unidad vulcanosedimentaria de composición predominantemente básica cubre aproximadamente un cuarto de la Hoja.

Los meta basaltos constituyen el encajante del batolito tonalítico de Macutico. En la esquina NE de la Hoja la serie Tireo es más diferenciada y las brechas y tobas, básicas a intermedias, se intercalan en las facies riódacíticas y los esquistos verdes.

Las condiciones de afloramientos son muy malas en esta zona montañosa enteramente cubierta por un bosque de pino, con una fuerte meteorización.

Las principales observaciones se realizaron en los caminos de acceso a los Parques Nacionales:

- Al oeste de la Hoja, en los caminos de La Fortuna-El Alto de la Rosa-Los Aparcillos-Sabana Vieja-río San Juan-Los Barreros

- Al este de la Hoja, en los caminos de Macutico-Valle del Bao-La Guacara-Rancho en Medio.

Estas facies presentan una deformación casi sistemática con una esquistosidad nítida, más o menos penetrativa, y localmente, un cizallamiento intenso, como es el caso entre La Fortuna y El Alto de La Rosa o cerca de la tonalita foliada de la Guacara. Los basaltos no deformados de La Pelona-Pico Duarte han sido diferenciados cartográficamente, aunque en el campo la transición entre las dos facies parece progresiva a medida que se acerca del batolito de Macutico, en el Valle del Bao.

La imagen aeromagnética de las vulcanitas básicas es bastante heterogénea, debido probablemente a la influencia de un metamorfismo de contacto difícil de observar en el campo.

En el alto de la Rosa, por ejemplo, y en general en todo el borde oeste del batolito de Macutico se ha podido comprobar que las rocas volcánicas y subintrusivas básicas se marcan por una anomalía positiva media. Al contrario, entre el batolito de Macutico y la tonalita foliada de La Guacara, estas facies se marcan por una anomalía negativa encajada por las dos anomalías positivas muy fuertes correspondiendo a los intrusivos.

Los metabasaltos se presentan, en el campo, cuando no están meteorizados, como rocas de color verde oscuro en las que, a veces, pueden distinguirse texturas fluidales, aunque por lo general tienen un aspecto masivo, pero esquistosado.

Son basaltos plagioclásicos en los que las tabletas de plagioclasa definen las texturas fluidales cuando están presentes. Localmente, los basaltos presentan un aspecto vacuolar, con fenocristales de piroxenos y manchas de grandes cloritas que parecen rellenar las vacuolas (0,5-1cm) y resultan probablemente de la alteración de los fenocristales de ferromagnesianos.

La mesostasia está formada por un agregado microcristalino de clorita, zeolitas, cuarzo, sericita y minerales opacos, siendo en parte resultado de una alteración secundaria. Esta alteración produce cloritización, sericitización y epidotización de los piroxenos originales, así como reemplazamientos de carbonatos y zeolitas.

El metamorfismo de contacto se observa difícilmente en el campo. Al este del refugio del Alto de la Rosa, en el contacto (no visible) con el macizo tonalítico de Macutico, los metabasaltos presentan, en lámina delgada (08MJ9005 Lat: 19,03503; Long: -71,21651), una recristalización (textura granoblástica ligeramente orientada) y una tendencia anfibolítica debido al metamorfismo de contacto. Los opacos presentan una corona de esfeno característica de esta recristalización.

Las metavulcanitas más diferenciadas, brechas y tobas de composición andesítica, no son muy frecuentes y no se han podido individualizar cartográficamente de los metabasaltos. Se encuentran algunas pequeñas intercalaciones entre La Fortuna y el Alto de la Rosa (08MJ9096:Lat: 19,03618; Long: -71,22994 ) y en el cauce del río Bao, cerca del balneario del refugio del Valle de Bao (08MJ9165: Lat: 19,0683 ; Long: -71,037).

En la esquina NE de la Hoja, al norte de la Guacara, se han individualizado cartográficamente seis bandas de dirección SE-NO y espesor hectométrico a kilométrico, de rocas volcánicas de composición intermedia

Se trata de un conjunto de lavas, brechas y tobas de color verde oscuro, esquitosado y localmente cizallado, con un fuerte hidrotermalismo sobreimpuesto (clorita, cuarzo y piritita fina diseminada). Las brechas presentan bloques de andesitas o basaltos vacuolar, centimétricos a pluridecimétricos (hasta 50 cm) elongados en el plano de foliación marcado por las cloritas verde oscuro, y los niveles de granulometría fina a media de las tobas.

Algunos bloques decimétricos presentan una forma rodada, ovoide, sugiriendo un posible transporte de tipo “mass-flow”.

La muestra de toba (08MJ9291 Lat:19,16561;Long:-71,02323), proviniendo del lado izquierdo del arroyo Las Lagunas, corresponde a una metatoba, esquitosada y posiblemente cataclazada, de composición intermedia (dacítica-andesítica), de tono verde, con manchas de color verde oscuro de clorita. Algunas zonas de color gris, con textura muy fina, son magnéticas y resultan probablemente del hidrotermalismo, general en toda la zona de la Guacara-Rancho en medio.

Al microscopio, la roca está constituida por elementos líticos de origen volcánico, de tamaño milimétrico (1 a 5 mm), en una matriz afectada por una esquistosidad. Los elementos son también deformados y aplastados en la esquistosidad.

Se distinguen elementos líticos de dacita porfídica (con cuarzo), de andesita con fenocristales y microlitos de plagioclasas, y de roca volcánica con matriz criptocristalina.

La matriz deformada presenta clorita, epidota, anfíbol, cuarzo, plagioclasa, opacos y esfena.

#### 2.1.1.6. Fm. Tireo.)5). Lavas y tobas dacítica-riolíticas

Las lavas y tobas dacítico-riolíticas afloran en las esquinas SO y NE de la Hoja de Lamedero, con dirección de estructura SE-NO.

En la esquina SO, sector de Las Avispas-Arroyo Limón, se ha extrapolado el corte geológico del camino El Ingenito-La Fortuna, al límite oeste de la Hoja de Lamedero, donde esta unidad aflora bien.

En la imagen aeromagnética, esta unidad corresponde a una anomalía negativa, situada al sur de la anomalía positiva (metabasaltos) del Alto de la Rosa.

En los cortes frescos, se presentan como rocas de color verde a gris y aspecto masivo, con una esquistosidad discreta, y tomando tonos claros, amarillentos o blanquecinos, en los afloramientos con mayor grado de meteorización. Las facies dacíticas con tendencia andesítica presentan un tono violáceo.

Las coladas de lavas masivas, de potencia decimétricas a plurimétricas, se intercalan en las tobas y localmente las brechas.

El hidrotermalismo se marca por la presencia de óxidos de hierro y localmente óxidos verdes de cobre.

Petrologicamente son rocas volcánicas lávicas, con composición de riodacítica a riolítica y textura porfídica. Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasa, pudiendo en ocasiones haber algunos de hornblenda. Los fenocristales de cuarzo son subidiomorfos, presentando los bordes redondeados por reacción. La mesostasia se presenta recristalizada a un agregado microcristalino de albita cuarzo, sericita clorita phrenita y minerales opacos.

En la esquina NE de la Hoja, en el camino Rancho Ramon-Rancho en Medio y hasta el límite con la Hoja de Diferencia, los afloramientos son meteorizados y no se ha podido aprovechar el cauce demasiado peligroso del río Bao, abajo del arroyo de Los Negros.

En la imagen aeromagnética, esta unidad se marca, como para las brechas asociadas, por una débil anomalía positiva centrada sobre la zona más hidrotermalizada, con pirita diseminada oxidada y frecuentes bloques de cuarzo filoniano.

En el campo, las tobas finas esquistosadas presentan intercalaciones más masivas de lavas de color verdoso debido al hidrotermalismo y amarillento con la meteorización. No se ha podido realizar un muestreo petrográfico o geoquímico en ese sector.

En el cauce de La Guacara, arriba del refugio de La Guacara, se ha podido cartografiar algunos lentejones hectométricos de riodacitas en una zona muy tectonizada (Falla Bonao-La Guacara) y hidrotermalizada, al límite de los esquistos verdes bandeados resultando por una parte de la milonotización de las lavas y tobas riodacíticas.

La roca esquistosada y de color verde a sufrido un intenso hidrotermalismo. Frecuentemente se observan elementos angulosos milimétricos a centimétricos, de composición ácida, resultando de la brechificación volcánica o de la tectónica sobreimpuesta. Pequeñas vetillas irregulares, milimétricas a centimétricas, de color gris metálico, corresponden a una magnetita hidrotermal. Localmente, la concentración de estas vetillas explica la anomalía magnética ligeramente positiva de esta unidad.

#### 2.1.1.7. Fm. Tiroo.)6). Tobas, brechas y rocas volcanoclasticas andesítica-dacíticas

En el sector SO de la Hoja de Gajo de Monte se ha individualizado en la cartografía una unidad de rocas volcánicas y volcanoclásticas que aparecen relacionadas con la serie de "cherts" y de calizas del Maastrichtiano. Se trata de unos niveles de tobas de lapilli de granulometría fina y color predominantemente verdoso que frecuentemente aparecen alterados a productos arcillosos de color rojizo. A menudo estas tobas finas llevan cristales de clorita y sulfuros diseminados (pirita). Todo este conjunto de tobas, cherts y calizas (unidades 6, 7 y 8) aparecen cabalgadas por la unidad inferior de la Fm. Tiroo (3), en la zona de El Montazo, según la dirección típica NO-SE, con vergencia hacia el SO. En esta misma zona (El Montazo) se han observado localmente capas de tobas finas con cierta hojicidad que alternan con niveles cineríticos de color rosáceo y con las tobas verdosas y serie sedimentaria, ya citada. Estas alternancias rítmicas ya fueron señaladas por el grupo de trabajo japonés (Jica & Mmáj, 1984) que indicaban espesores individuales desde 0,15-5 m y un espesor de conjunto del orden de 1000 m para el Tiroo superior. Sin embargo, el espesor visible estimado para esta unidad aquí descrita, es menor de 800 m.

A lo largo del corte de La Cucarita se observan una serie de tobas de lapilli de poco espesor individual y a techo de cada nivel aparece un delgado horizonte de color rojizo que podría corresponder a un paleosuelo.

En toda esta zona comprendida entre Los Fríos y Los Guayuyos son muy frecuentes las intercalaciones de niveles de calizas limolíticas, algo nodulosas, de tonos rojizo-morado, así como niveles de "cherts" grises y jaspes rojos de manganeso. En los niveles de tobas de lapilli y tobas de grano fino se han observado fragmentos vítreos y líticos esenciales de composición andesítica, pero también aparecen como accidentales algunos fragmentos líticos de argilitas de hasta 6 cm de tamaño máximo.

#### 2.1.1.8. Fm. Tiroo.)7). Tobas, brechas, y lavas riolíticas-dacíticas

Estos materiales afloran mayoritariamente en el sector sur de la Hoja ocupando posiciones estratigráficas altas dentro de la secuencia de rocas volcanoclásticas de la formación Tiroo. En algunos puntos del sector SO, como en Pinar Parejo o en el alto del Escuchadero, estos materiales se sitúan de forma discordante sobre las tobas y brechas del conjunto volcanoclástico principal (3). Idéntica posición se observa (algo más al E) en la subida de El Convento a Valle Nuevo. En la zona de Pinar Parejo se observa una sucesión de rocas brechoides con niveles muy ricos en material juvenil y fragmentos variables desde unos milímetros a 8-12 cm, en algunos líticos aislados. Este nivel podría corresponder a brechas propias de colapsos de domos, mientras que otros niveles rojizos presentan texturas bandeadas con zonas a modo de vidrios desvitrificados que recuerdan a flujos piroclásticos como la muestra AG-9014. Se trata de rocas félsicas con numerosos fragmentos líticos tamaño lapilli, constituidas por cuarzo y feldespato

alcalino que pueden clasificarse como tobas riolíticas lítico-cristalinas, debido a su riqueza en cuarzo y al carácter muy alcalino de su feldespato.

En otras muestras de esta zona se han observado colores de alteración rosáceos-beige y blancuzcos con frecuentes silicificaciones y venas de relleno secundario de cuarzo. También se han muestreado coladas de similar composición, en el itinerario realizado desde Río Grande, al Alto del Escuchadero, se trata de coladas riolíticas o riodacíticas, de color gris-claro, con pequeños fenocristales de feldespato (rosa) y plaquitas de anfíbol y/o biotita.

Aunque en esta Hoja no se poseen datos exactos para esta unidad, según dataciones radiométricas realizadas en afloramientos vecinos en la Hoja de Constanza se han asignado al Senoniano (“s.l.”) pudiendo estimarse una edad desde el Santoniano medio-superior al Maastrichtiano.

Como ya se ha comentado anteriormente, en el campo estos materiales destacan por sus colores de alteración más clara y por presentar un cierto resalte morfológico.

Tradicionalmente han sido interpretados como magmas calcoalcalinos cuya génesis se relaciona con la subducción de la placa Norteamericana bajo la del Caribe que provoca la creación de un arco-isla durante el Cretácico superior.

## 2.1.2. Cretácico Superior-Paleogeno

### 2.1.2.1 Complejo pluto-volcanicos de tonalitas y leucotanalitas, granodioritas y microtrondjemitas (8 )

Se describen en esta unidad una serie de cuerpos de rocas plutónicas y plutono-volcánicas que aparecen distribuidas a lo largo de la Hoja intruyendo en los materiales de la Formación Tireo inferior. Aunque no se ha visto su relación con los de la Formación Tireo superior, se estima que deben ser relativamente más recientes que estos últimos y por eso se han incluido en la parte final del Cretácico e inicios del Paleógeno.

En el cuadrante SE de la Hoja, entre los relieves de Culo de Maco y Río Grande, se observan una gran cantidad de “apuntamientos” de estos materiales que parecen relacionarse con un cuerpo de mayores dimensiones (Loma de Las Peñas). Es en esta zona donde se ha podido ver toda una serie de términos transicionales entre plutónicos-hipoabisales y volcánicos que permiten estudiar las características peculiares de esta unidad. Además, hay también otros cuerpos tonalíticos menores en las laderas de Gajo de La Pelona y en la zona de La Tasajera-Agüita de Vidal.

En el campo muchos de estos afloramientos presentan morfologías domáticas y dan incluso “bolos” de alteración. Además es frecuente que aparezcan algunas vetillas y filones mineralizados relacionados con estos cuerpos tonalíticos.

En muestra de mano se observa todo un muestrario de rocas de distinto tipo de grano, desde rocas claramente granudas como las observadas en los “stocks” de Loma de Las Peñas y Agüita de Vidal, hasta tipos microgranudos y granofídicos en los que son frecuentes los intercrecimientos de cuarzo y plagioclasa. Tal es el caso de las muestras (AG-9022 y AG-9023) localizadas en el Arroyo del Limoncillo; que presentan texturas transicionales a tipos hipoabisales o subplutónicos.

En el afloramiento de las proximidades de la Agüita de Vidal se han observado también diversas facies de tonalitas, tanto en tamaño de grano como en color. Coexisten tipos granudos y microgranudos y tipos más leucocráticos con otros de color más oscuro. En general se observa una cierta alteración hidrotermal que en la muestra AG-9108 puede llegar a un retrometamorfismo con abundante clorita y clinozoisita. Además la plagioclasa está algo sericitizada y probablemente ha sufrido un proceso de albitización. Esta roca presenta también intercrecimientos granofíricos de cuarzo y plagioclasa, principalmente albita-oligoclasa, que según estas proporciones de albita la roca podría llegar a ser una trondhjemita o epitrondhjemita.

#### 2.1.2.2. Tonalitas del Rio Yaque del Sur (9)

Estas tonalitas se han individualizado en la cartografía geológica respecto a los cuerpos señalados en el epígrafe anterior, atendiendo, casi exclusivamente, al tamaño que presenta este cuerpo intrusivo. Así, mientras las tonalitas anteriores constituían pequeños “stocks” (algunos con carácter subvolcánico o hipoabisal) este cuerpo intrusivo tiene una dimensión mayor del orden de unos 12 Km en sentido E-O, y una anchura máxima de unos 4 km, medidos en la transversal de la “Junta de los Ríos” dentro de la Hoja de Juan de Herrera. Estas dimensiones se refieren a las observaciones de conjunto realizadas para ambas Hojas.

En muestra de mano se observa que se trata de rocas de color gris claro, bastante leucocráticas que pueden clasificarse como tonalitas. Los constituyentes principales son cuarzo y feldespato con tamaños de grano desde 1-2 mm hasta casi un centímetro, siendo frecuentes los intercrecimientos granofíricos entre ambos.

Entre otros minerales hay que destacar también la presencia de clinozoisita, clorita y epidota. Existen variaciones en el tamaño de grano y en el grado de alteración de las rocas existiendo sericitizaciones y silicificaciones. Asimismo, se han observado algunas venillas e indicios de porfidos cupríferos. Dentro de la masa de rocas intrusivas se han observado “restitas” de materiales volcánicos de la Fm. Tireo que contrastan por su color mucho más oscuro. El más llamativo de ellos se localiza en el Arroyo La Manacla, junto al borde O de la Hoja. Estos indicios minerales fueron objeto de investigación por el grupo japonés (JICA & MMAJ, 1984).

En general los contactos entre las tonalitas y las tobas de la Fm. Tireo son muy nítidos, observándose que las tonalitas intruyen claramente en las unidades de la Fm. Tireo. Posteriormente, estos contactos han sido retocados por fracturas.

## 2.2. Paleógeno-----20

### 2.2.1. Eoceno-----21

#### 2.2.1.1. Fm. Ventura.(10) Alternancia de margas, lutitas y areniscas de grano fino----

Tras un largo período de gran confusión terminológica relativa a los materiales pertenecientes al Cinturón de Peralta, diversos trabajos realizados en su sector suroriental por Dolan y Heubeck a finales de los años ochenta, permitieron poner orden

a la estratigrafía de aquél. En concreto, la denominación para la presente unidad fue propuesta por Dolan (1989) en base a la calidad que los afloramientos de la unidad siliciclástica inferior de Dolan (1988) poseen en el Arroyo Ventura, al Norte de Peralta. (Hoja de Yayas de Viajama).

Son tres las causas que han provocado el confusionismo señalado: a) la gran semejanza, al menos parcial, entre todas las unidades del Cinturón de Peralta con una cierta proporción margosa (las formaciones Ventura, El Número y Ocoa de la nomenclatura actual); b) la modificación del significado original de la Fm. Ocoa tal como fue definida por Arick (1941) ya que se refería exclusivamente a la unidad margosa; c) la excesiva proliferación de términos locales sin aclaración de su correlación con los definidos previamente. Así, correlacionan total o parcialmente con la Fm. Ventura; la Fm. Ocoa de Arick (1941), Dohm (1942) y García y Harms (1988); las Fms. Abuillot y Las Cuevas de Wallace (1945); la Fm. Arroyo Cano de JICA y MMAJ (1984); el "Flysch" de Lewis et al, (1987). Por el contrario, no parecen correlacionar en absoluto las Series de Río del Medio (Wallace, 1945).

Según se ha indicado en el punto anterior, en el corte de la carretera que asciende de Arroyo Cano a Los Fríos, se observa una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas y lutitas, con predominio de las primeras, siendo frecuentes los tramos de areniscas tableadas y masivas; también son frecuentes los tramos de predominio margoso, especialmente a techo de la unidad, en cuyo caso se asemeja notablemente a las Fms. El Número y Ocoa. Resultan menos abundantes los niveles conglomeráticos y volcánicos. En general, proporciona al terreno tonos marrones, lo cual facilita su individualización cartográfica.

En los tramos de alternancias, los niveles de areniscas poseen espesores de orden decimétrico, que pueden llegar a ser de orden centimétrico en los tramos más diluidos. Las lutitas presentan coloraciones grises, verdosas y, en ocasiones, rojizas; su contenido en carbonato es variable, pudiendo ser consideradas con frecuencia como margas. En cuanto a los tramos de areniscas masivas, albergan niveles conglomeráticos en la base, con cantos de tamaño centimétrico cuyo origen son el Grupo Tireo y la propia Fm. Ventura. Los esporádicos niveles volcánicos poseen espesor de orden centí a decimétrico y carácter volcanoclástico.

Regionalmente se apoya discordantemente sobre el Grupo Tireo (Cretácico Superior), hecho sólo observable en esta Hoja, en la base de Culo de Maco (Loma del Pino). A pesar de que en esta zona el espesor es bastante reducido, se han citado espesores superiores a los 1000 m en otros sectores más meridionales. En cuanto a su techo, está marcado por la aparición de los carbonatos de la Fm. Jura, aparición que se produce de forma neta.

Las areniscas poseen una granulometría variable y una composición que varía de arcosa lítica a litarenita feldespática; predominan los fragmentos de rocas volcánicas y volcanosedimentarias de la Formación Tireo, en granos de plagioclasa, cuarzo, hornblenda, fragmentos de rocas carbonatadas y restos resedimentados de foraminíferos y algas rojas.

En los tramos de areniscas masivas se han reconocido bases canalizadas muy laxas, aunque predominan las morfologías tabulares; también se han reconocido numerosas

estructuras tractivas: huellas tractivas de base, laminación paralela, fenómenos de fluidificación y convolución de las láminas, estructuras de carga y pistas y *ripples* a techo, que sugieren su depósito en un contexto de lóbulo proximal con posible desarrollo de facies canalizadas o en relación con sistemas de canales turbidíticos. Los tramos de areniscas tableadas se han interpretado como facies de lóbulo en base a su granoclasificación positiva y abundantes estructuras sedimentarias: laminación paralela, *ripples* (en ocasiones de tipo *climbing*), huellas tractivas de base (entre las que se reconocen *flute*, *crescent*, *grove* y *bounce cast*), colapsos de pequeña envergadura, deformaciones por carga, fluidificaciones, procesos de *slumping* y *pistas* de organismos pelágicos. En general muestran direcciones hacia el SE.

Los tramos de alternancias diluidas son los más variados, reconociéndose fundamentalmente facies de *basin plain* y *channel levée*. Las primeras incluyen granoclasificación positiva incipiente, laminación paralela, *ripples*, huellas tractivas de base, colapsos de pequeña envergadura y pistas de organismos pelágicos. Por lo que respecta a las segundas, han sido reconocidas en base a estructuras producidas por corrientes oscilatorias (*wave ripples* y laminación ondulada), junto con granoclasificación positiva muy incipiente. También se han reconocido (en la Hoja de Padre Las Casas) facies rojas, en relación con tramos pelíticos de tonos rojizos, cuya génesis parece ligada a episodios de condensación sedimentaria; el color deriva de concentraciones anómalas de sulfuros metálicos oxidados que, en ocasiones, desarrollan costras y superficies ferruginosas.

Los registros de paleocorrientes indican que la propagación del sistema turbidítico se realiza a partir de flujos dirigidos preferentemente hacia el ESE y SE.

De acuerdo con todo lo anterior se deduce que la Fm. Ventura se depositó en un surco submarino profundo alargado en dirección NO-SE, surco en el que se desarrolló un sistema de lóbulos turbidíticos propagados hacia el SE. Dicho sistema se nutriría de la erosión del arco de islas que, situado al NE del surco, se comportaría como margen activo de la cuenca. A techo de la Fm. Ventura se registra una tendencia moderada a la somerización, con el desarrollo de posibles facies de *channel levée* y una parcial carbonatación de los depósitos, aunque el contacto con la Fm. Jura es muy neto y está marcado por un episodio de condensación sedimentaria.

El pobre contenido fosilífero, restringido a radiolarios, espículas, *Globigerina sp.* y *Globorotalia (s.l.) sp.* no permite excesivas precisiones acerca de la unidad, cuyo techo queda acotado, en cualquier caso, por la atribución al Eoceno medio de la suprayacente Fm. Jura. Regionalmente, la Fm. Ventura alberga una considerable cantidad de fauna cretácica y paleocena que ha sido interpretada como una resedimentación (Lewis et al, 1987); en cualquier caso, las asociaciones observadas de foraminíferos planctónicos, radiolarios, nannoplancton calcáreo e icnofauna pelágica, han aconsejado su asignación al Eoceno inferior y a la base del Eoceno medio (Dolan et al, 1991), sin que deba descartarse que sus términos inferiores pertenezcan al Paleoceno.

#### 2.2.1.2. Conglomerado, marga, subordinante calcarenisca y caliza (11) -----

En el límite norte del graben de San Juan afloran conglomerados marinos cuya posición estratigráfica y tectónica todavía no está ampliamente definida. Estos conglomerados no pueden ser agrupados en ninguna de las formaciones discutidas hasta ahora y por ello



han sido presentados en la carta geológica como —Mioceno Conglomeraticos Indiferenciados.

a) Conglomerado de Cantos Rodados de Caliza:

En Loma de la Bandera, aproximadamente 6 Kms. al Norte de la presa de Sabana Yegua, afloran conglomerados de caliza clara. Estos conglomerados están perpendicularmente y fueron expuestos en una cadena de montañas direccionales morfológicamente significativo en dirección E-W. Los cantos rodados, en su mayoría grava mediana hasta más gruesa, están compuestos casi exclusivamente de caliza clara y dura y probablemente se formaron de rocas de la formación Neiba. El cemento calcáreo arenoso está mayormente fijo y denso. Este cemento le da al conglomerado una apariencia de tipo betonítico.

La edad exacta de la matriz transportadora de conchas dentro del Mioceno, no se pudo delimitar más hasta ahora. En el piso (a propósito con contacto tectónico) aparecen margas típicas de la Formación Sombrerito. El techo está formado probablemente de igual manera, por contacto tectónico a través de conglomerados no consolidados de la Formación Arroyo Seco. El espesor de los conglomerados sólo se puede estimar muy superficialmente en varias centenas de metros, en vista de que fallas direccionales dentro de la secuencia probablemente pudieron ocasionar repeticiones de capas. Al Oeste del Río Yaque del Sur, afloran a menudo bloques de esos conglomerados dentro de la brecha tectónica, en la zona de cabalgamiento entre el graben de San Juan y la Cordillera Central. Al Oeste del Río San Juan en la zona de la hoja San Juan (escala 1:50,000) no pudo ser determinado este tipo de conglomerado. Este conglomerado aparece de nuevo posiblemente en la hoja añadida 5873-II Bánica, en posición geológica y tectónica comparable, y fue descrito en el informe de Arick (1941 a: 3-4) posiblemente como —Conglomerado Las Coloradas.

b) Conglomerados de Rocas de la Formación Ocoa:

Otro tipo de conglomerado aflora al sur de El Complejo El Muñeco en el límite norte del graben San Juan. Este conglomerado aflora múltiples veces a lo largo del canal de riego que va de la presa de Sabaneta en dirección suroeste, hasta el poblado La Jagua (entre E: 2.58.900, N:20.98.150 hasta E: 2.58.650, N: 20.97.650) más al Oeste aflora bajo el basalto del Cerro Claudio en Cañada Melchor (aproximadamente por E: 2.48.000, N:20.97.800).

Los cantos rodados calcáreos solo juegan un papel secundario en este tipo de conglomerado. Los componentes más importantes son cantos de grawacas, arenisca y escombros de la Formación Ocoa. En 196 cantos se trató de determinar la edad de las rocas de origen, y la mayoría de las pruebas determinísticas mostraron una edad típica de Ocoa (Cretácico Superior, quizás en la zona CC14 hasta CC26). Raras veces encontraron cantos típicos de la Formación Trinchera (tonalita y parcialmente de basalto epidotizado).

La mayoría de las capas de conglomerados (de unos pocos cm. hasta dm. de espesor) aparecen en variación con margas y bancos de areniscas calcáreas como es típico para la Formación Sombrerito.

El radio de alcance estratigráfico no se conoce con exactitud. Las pruebas de los horizontes de conglomerados probablemente más viejos provienen del Mioceno Inferior

(zonas de nannoplacton Tope NN3 hasta NN4). Las pruebas de capas más jóvenes provienen del Mioceno Medio (NN5). Los conglomerados son discordantes más al sur y están cubiertos por sedimentos no consolidados de la Formación Arroyo Seco. En vista de esto, la transición normal, libre de fallas, a las Formaciones más jóvenes (FM. Trinchera?) se desconoce y el espesor se estima que es solo de varias centenas de metros.

Estos conglomerados corresponden de acuerdo a la edad y a la petrografía, a las rocas de caja de la Formación Sombrerito, pero también podrían representar una sustitución lateral de facies de cantos calcáreos conglomerados. Hasta que se aclaren las relaciones estratigráficas y de facies ambos tipos de conglomerados son compilados y no se subordinan.

2.2.1.3. Fm. Neiba.(12). Caliza microcristalina con nódulos de pedernal, de color blanco-crema

El nombre de la Formación Neiba, fue introducido según BERMUDEZ (1949) por C.F. DOHM (1942) mientras que el propio DOHM (1941 b:4) se refiere a M.B. ARICK (1941:15); otras denominaciones que probablemente corresponden a la Formación Neiba (D.G.M. 1984, 1985): FM. ABUILLOT, FM. CALIZA ACEITILLAR, FM. CERCADILLO, FM. PLAISANCE, FM. VALLEJUELO y FM. BASSIN ZIM en HAITI.

Esta Formación aparece en abundancia en las estribaciones de la Sierra de Neiba, en la loma del complejo **EL MUÑECO**, así como en las elevaciones individuales al sur-este del cuadrante como son las lomas —del **GUANAL** y —del **AGUAL**. Está compuesta principalmente de caliza dura, de grano fino de color gris claro hasta blanco, densa y mayormente micrítica, algunas son esparíticas ricas en Foraminíferos. Pueden estar estratificadas con capas o concreciones de Silicatos (Pedernal), las cuales poseen colores rojizos, mientras que en la región del complejo —**EL MUÑECO** predominan tonos grises y marrón grisáceos.

En la región del complejo —**EL MUÑECO** y el borde norte del graben de San Juan aparecen en la parte superior de la Formación Neiba, capas de rocas volcánicas fuertemente intemperizadas (tobas y lavas submarinas); estas también fueron descritas por MICHAEL R. (1979:58,66) en el área de la hoja 5973-III (1:50,000), Arroyo Limón (como miembro 1B). Estos estratos de calizas intercaladas con rocas volcánicas contienen a menudo, especialmente en su base, cantos rodados de mm. hasta dm. que fueron redepositados, previniendo estos de rocas volcánicas de la parte inferior.

En la perforación Candelón 1, aproximadamente 25 kms. al Oeste del borde de la Hoja, aparecieron dos capas finas descritas como rocas espilíticas en una posición comparable estratigráficamente, a una profundidad de 3055-3070 mts. con una intercalación de Arcillas Benctónicas (ATTACHMENT 4:34- en ANSCHUTZ 1982).

Diez análisis de rocas mostraron un contenido promedio de 53 o/o SiO<sub>2</sub>, 0 o/o MgO. El único componente mineralógico principal es la calcita, el cuarzo y el feldespato aparecen en trazas.

El piso de la Formación Neiba no se encontró en la hoja. El techo lo forman marga y arenisca calcárea de la Formación Sombrerito.

El radio de alcance estratigráfico de la Formación Neiba en la zona del cuadrante San Juan, se definió por determinaciones de foraminíferos en aproximadamente 90 láminas delgadas y por análisis de nannoplancton.

Hubo que dividir dos zonas: La Norte que aparece el complejo Loma El Muñeco, cuyo rango es del Paleoceno Medio, hasta el Oligoceno Medio/Superior NP6 más joven NP24. Dentro de dicha zona aparecen rocas volcánicas colocadas en la parte superior del Eoceno Superior hasta Oligoceno Medio/Superior. Las rocas volcánicas perforadas en el pozo Candelón 1, aparecen desde el Oligoceno Inferior hasta el Medio (ATTACHEMENT 7:8-9 ANSCHUTZ 1982).

En la parte Sur, perteneciente a la Sierra de Neiba, la Formación abarca desde el Eoceno Medio NN3 hasta el Mioceno Inferior. En la perforación Candelón 1, efectuada entre estas dos zonas se localizó el límite del techo (2930 mts.), debajo del límite Oligoceno/Mioceno. Esto demuestra que el cambio de facies hacia la Formación Sombrerito en el Norte de la hoja, comenzó alrededor de 5 millones de años más temprano. En la Hoja el espesor de la Formación sólo se pudo estimar en mayor de 1,000 mts.

BREUNER (1985:19) presume que en la parte adyacente al Sur de la Sierra de Neiba, hay un espesor total de 1,200 mts. como máximo, sin incluir la Formación Vallejuelo a la cual se le asigna 500 mts. de espesor. La ANSCHUTZ (1982) perforó alrededor de 1,020 mts. de la caliza sin alcanzar el piso de la misma.

El espesor de la roca volcánica que aparece en el complejo loma El Muñeco, en la parte Superior de la Formación; no debe pasar de los 100 mts. como máximo. En la perforación Candelón 1, tiene aproximadamente 15 mts. (ATTACHMENT 4:34-61 en ANSCHUTZ).

Esta Formación se depositó en una zona abierta totalmente marina del Nerítico profundo hasta el Batial Superior con sedimentación calcárea uniforme, libre de detritus de tierra firme y duró por lo menos más de 15 millones de años.

2.2.1.4. Fm. Arroyo Seco (13). Conglomerado grueso, poligomictico, alternado con capas de arenisca, arcilla, caliza nodular; hacia el sur clastos más finos y yeso

Las rocas de la Formación Arroyo Seco, fueron descritas por primera vez por C.F. DOHM, en reporte privado del año 1942. La primera publicación corresponde a Bermúdez (1949:29), otras referencias a HOFFSTETTER (en BUTTERLIN et. Al. 1956:356-357).

Otros nombres de la formación, los cuales podrían corresponder total o parcialmente a la Formación Arroyo Seco (en el sentido de estas explicaciones). Se encuentra entre otros (ver DGM 1984, 1985); Fm. Agua Salada, Fm. Gurabo, Fm. Jimanía, Fm. Las Caobas, Fm. Las Matas, Fm. Arroyo Loro y Fm. Vía.

Los sedimentos de la Formación Arroyo Seco afloran sobre una gran superficie en el centro y en el límite Norte del graben de San Juan. En el límite Sur de la Cordillera Central estos se sobreponen discordantemente en algunos lugares sobre la Formación Ocoa. La parte basal de la Formación está incluida en el Arroyo Las Lajitas 2.5 Km. suroeste de Guanito (aproximadamente de E: 2.81,300, N: 20.69.900 hasta E: 2.81.500, N: 20.70.700). Esta parte representa probablemente la llamada localidad tipo de la Formación (BREUNER 1985:39; señaló que el Arroyo Agua Salada, su localidad tipo, actualmente es llamado Arroyo Las Lajitas en las nuevas cartas topográficas a escala 1:50,000).

Dentro de la Formación Arroyo Seco, se determinó tanto del piso al techo como también dentro de un horizonte lateral del Sur al Norte, la variación de una facies limo-arcillo-gravillosa denominado a continuación como —Beckenfazies‖ (facies de cuenca a facies clásticas más gruesas gravi-pedregosas, el —Randfazies‖ o facies del borde, ver Figura número 5). Esta variación lenta de facies ocurre en parte concordante en parte discordante y no se pudo representar en la carta geológica. La mayoría de las áreas indicadas de la Formación Arroyo Seco a lo Largo de la línea Las Matas de Farfán-San Juan-Guanito-Presa de Sabana Yegua, pertenecen a las facies marginales de la Formación Arroyo Seco.

Como tipo de sedimentos más importantes son mencionados grava y deposiciones rocosas de grava. Los cantos más grandes pueden alcanzar un diámetro de más de un metro de la Cordillera Central. Casi todos los cantos provienen de las rocas de esas montañas. Los componentes más notorios son cantos de basalto epidotizado y tonalita. La frecuencia relativa de tonalita va con el aumento del tamaño de los cantos.

Claramente se ven está compuesto de cantos de caliza o de otros cantos de sedimentos. Capas de este tipo se encuentran en su mayoría en la parte noreste de la zona de la hoja.

En las facies de cuenca, las capas de grava están mayormente bien estratificadas y a menudo muestran deposiciones de los cantos en forma de techo de ladrillo o (Imbrikation). También el grado de clasificación así como el redondeo (—subrounded‖ hasta —subangular‖) son aquí la mayoría de las veces mejor que en las facies del borde (—subrounder — hasta —subangular‖). La mayoría de las veces estas deposiciones están entremezcladas con arena y limo, y el espesor de las capas de rocas de grava y de las gravas oscila entre pocos dm y muchas decenas de metros.

Varias capas de grava de las facies de cuenca están consolidadas en conglomerados a través de cemento calcáreo y friable; estas se diferencian de las de la Formación Arroyo Blanco y Trinchera sólo por la falta de fósiles y por la fijación mayormente algo débil de la matriz de calcita de cristales gruesos. Otras capas están cementadas con un cemento llamativo, blanco-lechoso, el cual está a menudo libre de arena e inclusiones de limo.

Las capas de grava y roca en las facies del borde, se encuentran la mayoría de las veces no cementadas, la matriz se forma con proporciones variables de arena y limo. Las deposiciones de las facies del borde fueron sometidas a erosiones profundas y la mayoría de los cantos de tonalitas están totalmente disgregados, esto quiere decir, que del antiguo componente mineral solo quedó cuarzo, principalmente, mientras que los otros minerales (especialmente feldespato) fueron descompuestos ampliamente, esos cantos no poseen en sí ningún tipo de compactación y pueden ser removidos como

arena no consolidada. También cantos de cal están descompuestos en un material blanco terrígeno podrido. Los componentes de carbonato disueltos se precipitaron secundariamente en otras partes en forma de bandas cinteadas de carbonato blanco, distribuidas irregularmente y con poca solidez, también podría ser que se precipitaran secundariamente en el sedimento como concreciones de muñeca de Locss de mm. hata cm. No se puede decidir, si aquí se trata exclusivamente de Formaciones (subrecientes) o si se pueden ver en relación con la génesis de los horizontes de calcretes de fósiles (Ver abajo).

Especialmente en las facies de cuenca afloran muchas capas de limo, arena fina limosa y arena gravillosa predominan colores gris amarillentos, y muy raras veces hay capas marrón amarillentas hasta naranja amarillentas, estas capas la mayoría de las veces tienen un espesor de pocos dm hasta pocos mts. pero pueden compactar en un paquete de sedimentos de muchas capas individuales; las deposiciones de arena a menudo muestran internamente estratificación horizontal fina y raras veces también estratificación cruzada o inclinada, lateralmente éstas pueden desaparecer acuñadas dentro de pocos metros, también pueden engranarse con sedimentos de grano fino o grueso o también pueden ser cortadas discordemente por otros horizontes. También se puede observar a menudo el corte y nuevo relleno de ranuras de dm hasta mts., dentro de ese grupo de sedimentos.

Algo característicos de las deposiciones de las facies de cuenca son los horizontes de carbonato de color claro formados irregularmente, los cuales se encuentran tanto en sedimentos clásticos más gruesos como también en deposiciones de limo y arena. Se trata de horizontes de calcreta (caliche), fósiles, formaciones autógenas del carbonato disuelto en el suelo, por el agua subterránea. Estas son interpretadas como (en sentido más amplio), Formaciones de suelo y surgen casi solo en zonas climáticas calientes en las que la evaporación es mayor que la cantidad de precipitaciones (REEVES 1976, NETTERBERG 1980).

Las deposiciones aisladas de calcretas tienen mayormente un espesor de pocos dm. muy raras veces alcanzan localmente 1-2 mts. de espesor. El material es muy variado, en parte se trata de caliza pura, blanca, en parte revestimiento de calcita irregular y pulverizado, o sea, una cementación del sedimento huésped (—host-materiall). En vista de ello, la composición química de horizontes de este tipo, es también muy variada, de 8 pruebas de —calcretesl, libres de grava contenían (ver Tabla No.3) 28-56% CaO, 1-30% SiO<sub>2</sub>, 0-7% MgO y 0-4% Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>. En todas las pruebas, la calcita es el componente principal; como componentes secundarios pueden aparecer cuarzo, dolomita, feldespatos y clorita. En algunas pruebas se pudieron verificar trazos de hornblenda, esmectita y moscovita.

Según la clasificación de NETTERBERG (1980), la mayoría de los tipos de —calcretesl descritos por él, están formados: Primeramente, el sedimento huésped es algo consolidado a través del cemento de calcita y puede corresponder todavía ampliamente, por su apariencia y composición, a las zonas no cementadas (—calcified soil). A través del continuo suministro de carbonato, las capas de mm pueden llegar a ser de hasta cm. y pueden surgir de sedimento huésped, concreciones grandes nodulares de —calcretesl en una matriz calcárea (—Nodular calcrete|| o —Glaebular calcrete||). A través del crecimiento compacto de nódulos individuales de —calcrete||, surgen horizontes de calcretas porosas, en parte como panales (—Honeycomb calcrete||), con material no

consolidado (sedimento huésped) en los espacios huecos formados irregularmente, con la cementación completa de todos los espacios huecos, se forma finalmente una costra de cal fija y densa (—Hardpan calcretel) la cual está mayormente libre de inclusiones, de sedimentos huésped eliminado química y físicamente.

En la parte del techo de la Formación Arroyo Seco, afloran horizontes erosionales de color rojo ladrillo, los cuales son interpretados como suelos fósiles, limo rojo de sus productos de redispersión. En una carretera que va de Guanito en dirección norte a la carretera que lleva al Coco, en un perfil expuesto (aproximadamente por E: 2.81.950, N: 20.76.450) aflora un limo rojo de aproximadamente 0.8 mts. de espesor (ver Foto No.17), bajo varios metros de grava arenosa, mal clasificada y limo libre de cal de 0.5 mts. de fino hasta medio gravilloso y arenoso.

Este limo partió por erosión de la grava del piso. El material limo-arcilloso es débilmente arenoso y gravilloso, libre de cal y de color marrón rojizo fuerte.

El Arroyo Las Lajitas se fijó la frontera entre el último banco de arenisca transportador de fósiles y las primeras arenas libre de fósiles no consolidadas. La frontera se fijó con horizontes de —calcretel (—Calcified soil). Mientras que aquí la redepositación ocurre sin discordancia reconocible más al Norte del borde de la Cordillera Central, las capas empinadas de las Formaciones Arroyo Blanco, Trinchera, Sombrero y Ocoa, están estratificadas discordantemente por deposiciones de la Formación Arroyo Seco. El techo lo forman sedimentos cuaternarios y rocas volcánicas.

Debido a la falta de fósiles, el rango de alcance estratigráfico de la Formación del piso Arroyo Blanco, abarca el Mioceno Superior y/o la base del Plioceno, y a que 2 determinaciones radiométricas de los basaltos en el techo dieron como resultado edad del Pleistoceno Antiguo (0.8 Mill. o sea, 1.7 Millones de años, la edad de tope de la Formación Arroyo Seco se limita al Pleistoceno hasta Pleistoceno Antiguo Profundo.

El espesor de los sedimentos de la Formación en la Hoja de San Juan está sometido a grandes oscilaciones, por un lado se sospecha primariamente grandes diferencias de espesor ya durante la deposición, por otro lado parte de regiones de la Formación han sido transportadas en grandes superficies, por la erosión joven. En el centro del graben de San Juan, en Arroyo Las Lajitas, afloran en posición vertical más de 600 mts. de la Formación Arroyo Seco, los cuales pertenecen a las facies de cuencas. Más al Norte se agregan por lo menos 300-400 mts. de sedimentos clásticos más gruesos de las facies de bordes, los cuales están discordantes directamente sobre las formaciones más viejas. Por ello el espesor máximo primario, se debe suponer en el centro del graben de San Juan, es alrededor de 1,000 mts. mientras que en otras zonas pudo haber contenido algunas decenas o centenas de metros.

Las facies de la Formación Arroyo Seco, debido a la falta de fósiles, solo se puede reconstruir en base de su composición petrográfica. Ya BERMUDEZ (1949 b:29-30) y HOFFSTETTER (en BUTTERLIN et. al. 1956: 356-357) suponían que en los sedimentos se trataba de Formaciones continentales; su origen terrígeno puede considerarse como válido debido a la aparición de —calcretel fósiles y a los horizontes de limo rojo.

Los sedimentos de los abanicos aluviales, es decir, las deposiciones aluviales (proximales) forman la facies de borde; los sedimentos aluviales más distales, es decir,

las deposiciones de la llanura aluvial, forman la facies de cuenca de la Formación Arroyo Seco.

Discordancias internas muestran facies de erosión dentro del período de deposición, Formaciones de suelo indican interrupciones temporales en la sedimentación. En esto se presume que las fases de erosión reforzada o las Formaciones de suelo fueron a menudo eventos locales determinados a través de las condiciones paleogeográficas y climáticas locales. Tanto el levantamiento de la Cordillera Central como el hundimiento al graben de San Juan, complican las facies y las proporciones de deposición dentro de la Formación Arroyo Seco, cuya capas del piso fueron colocadas en declive parcialmente en el borde de la Cordillera Central, mientras que las jóvenes hoy se trasladan discordantes con las rocas de la Cordillera Central pero sin una graduación digna de mención.

### **2.3. Cuaternario-----**

2.3.1. Melange tectónico: bloques de la formación Tireo, Ocoa, Neiba, Sombrerito, Arroyo Blanco, Arroyo Seco y caliza de la Fm. Neiba.(14)

Entre el río San Juan al Oeste y el Río Mijo al Este, se ha formado con la superposición de la Cordillera Central, en el graben de San Juan, una brecha.

Esta brecha aflora en el borde de la Cordillera Central con unos 1-2 Km. de ancho. En esa zona aparecen las rocas más variadas en el espacio más pequeño, una al lado de otra, de modo tal, que mapearlas por separado no puede ser posible. Estas rocas serán representadas en el mapa geológico como un complejo de capas normales, como —brechas tectónicasl.

Una buena ojeada en la construcción heterogénea de esa brecha la da, entre otros el Arroyo Guanarey, al norte de El Batey (aproximadamente entre E: 2.72.700, N: 20.84.600 hasta E: 2.72.800, N: 20.85.800) y los afloramientos en la carretera que lleva en dirección NNW al oeste de la Cañada Lagartos por Juan de Herrera (aproximadamente de E: 2.65.700, N: 20.89.100 hasta E: 2.66.100, N: 20.89.700).

Las rocas más viejas está representadas por basaltos y tufitas de la Formación Tireo; además se observan deposiciones de las Formaciones Ocoa, Neiba, Sombrerito, así como conglomerados del Mioceno Indiferenciado. La roca está a menudo totalmente desordenada y cizallada por muchas superficies de fallas sobre las cuales se forman superficies de deslizamiento (espejo de falla).

### **2.3 SEMIMENTOS DEL CUATERNARIO:**

Las deposiciones del Cuaternario son subdivididas según los puntos de vista genético-petrográficos. Una coordinación estratigráfica detallada no puede llevarse a cabo debido a la falta total de fósiles y otras dataciones (paraestratigráfica).

El cambio climatológico mundialmente notado, que ocurrió a más tardar en el Terciario Joven, alcanzó en el Cuaternario su punto máximo (temporal?). Las zonas de los polos de la tierra, así como las zonas limitantes y muchas montañas altas, estaban cubiertas

con capas glaciales múltiples enormes, los efectos sobre el clima, en la región de La Hispaniola, hasta ahora no se han investigado. SCHUBERT & MEDINA (1982), consideraron debido a comparaciones con las zonas antiguas cubiertas de glaciares en Sur y Centro América, que partes de la Cordillera Central, en especial en los alrededores del Pico Duarte estuvieron cubiertos con capas duraderas de nieve, o sea, que pudieron estar cubiertos de glaciares. El límite de las nieves eternas de su época ellos lo tomaron a unos 2200-2300 m sobre el nivel del mar. Esas suposiciones no pueden ser confirmadas ni rechazadas a través de observaciones propias.

### **2.3.1 FORMACION BANDERA:**

En el área del cuadrante de San Juan de la Maguana aparecen unidades del volcanismo del Cuaternario en dos regiones opuestas en el SE y NO. Las primeras erupciones tuvieron lugar probablemente en el Pleistoceno. Las últimas actividades se registraron con grandes probabilidades hace pocos miles de años.

En el SE se eleva la Loma de Los Frailes, cubriendo un área de casi 4 km<sup>2</sup>, en forma de un domo, cuyas zonas cercanas a la superficie y probablemente vulcano-clásticas fueron transportadas de modo tal que hoy solo quedan expuestos pedazos de columnas de espesor grueso. Característica es su posición tectónica, exactamente en el cruce de la falla que delimita el graben de San Juan en el Sur y la falla del Valle del Río Yaque del Sur. Dos apófisis del mismo volcán aparecen a 2 km. hacia el NE.

Se trata, de modo general, de Alkali -Olivina- Basaltos, (refritas, refritas fonolíticas a basaltos foidíferos).

Por primera vez las rocas volcánicas de San Juan fueron mencionadas por LUGWIG en W. SIEVERS (1988), SEABORD (1941/42) tiene en sus mapas las rocas volcánicas en su principal distribución. En MACDONALD, W.D. & NELSON, W.G. (1969) aparece una comparación petrológica entre diferentes provincias de volcanismo cenozoico de La Hispaniola. VESPUCCI (1980/1984) trata en sus artículos el mismo tema con aspectos petrológicos-geoquímicos, el cual hizo una evaluación geomorfológica de fotografías aéreas según la secuencia de edades de las corrientes de lava.

En el NO las secuencias volcánicas se extienden sobre un área de 22 x 16 km., ocupando un área de 100 km<sup>2</sup> en el valle de San Juan.

La mayor parte del complejo está compuesta de derrames basálticos. Los cuerpos están muchas veces singulares con extensiones hasta más de 10 km.; igualmente aparecen con mucha frecuencia secuencias de derrames donde dos o mas flujos de espesores de pocos hasta más de diez metros sobreponen uno al otro acumulando así hasta más de 200 m. de espesor total. Estas secuencias volcánicas forman mesetas y mesetas, generalmente erodidas con un escalón inclinado hasta el Cuaternario Inferior y/o el Terciario.

Un ejemplo lo es el yacimiento de bombas, volcánicas y de depósitos piroclásticos en Cerro Gordo. Las diversas variedades de esas rocas pueden ser observadas especialmente en Cerro Claudio y en las corrientes de rocas volcánicas al Oeste del mismo.



En algunas localidades todavía hoy se reconocen lugares erosionados y cráteres, de los cuales el más joven, Cerro Gordo, se conserva especialmente en buen estado.

Las formas de aparición de las rocas volcánicas son muy variadas.

Rocas densas hasta con fenocritales con masa elemental compacta afloran en columnas (Por ejemplo, Loma de Los Frailes, Cerro de Los Barreros entre otras), también afloran en corrientes de lava; por último llevan especialmente en la cercanía a la superficie variedades amigdaloides con rellenos de carbonato y zeolita. Ampliamente distribuidos afloran en parte en la superficie de las corrientes de lava montículos de escoria, en parte con una elevada proporción de poros, no obstante en ningún lugar se observó piedra pómez.

Las características petrográficas de las rocas volcánicas se hacen asequibles sólo por la composición química debido a la elevada proporción de masa elemental. Los resultados de análisis y las descripciones de láminas están compilados en las tablas.

Según las investigaciones hechas hasta ahora se trata de tefritas, tefritas fonolíticas y basaltos foidíferos con proporciones variables de fenocristales de augitas y olivino en los cuales ocasionalmente reluce la nefelina como componente microscópico secundario.

Respecto a su utilidad técnica se debe resaltar que las rocas volcánicas en la mayoría de los yacimientos observados bajo los rayos solares, se desmoronan en pequeños pedazos poligonales.

Este efecto en la desvitrificación de la masa elemental hace que estas rocas sean inutilizables para muchos usos técnicos.

### 2.3.2. Cuaternario Sedimentario

#### 2.3.2.1. Pleistoceno- holoceno Abanicos aluviales: grava, cantos, y arena (15)

Principalmente en la zona de Sierra de Neiba, las cadenas de montañas y los valles, están cubiertos en grandes superficies por abanicos aluviales. Estos comienzan en las salidas de pequeños valles, donde ríos y riachuelos relativamente ricos en energía pero pobres en agua, o transportadores de agua sólo periódicamente, en su entrada a los anchos valles principales, de repente, al disminuir su fuerza de transporte, dejan acumular los cantos rodados transportados en partículas de sedimentos de forma cónica, o sea, en forma de abanico, los abanicos aluviales. Depositiones de este tipo faltan ampliamente en la Cordillera Central, lo cual posiblemente esté relacionado con las elevadas cantidades de precipitación, que permiten el transporte completo de escombros de erosión, que permiten el transporte completo de escombros de erosión a través de los ríos, mientras que en la árida Sierra de Neiba, los valles se ahogaron bajo las masas de escombros de la montaña.

Los más típicos son los abanicos aluviales de cantos rodados en la parte Sur-Oeste del mapa (Hoja parcial 5972-III, Derrumbadero). Sus puntos de partida están a aproximadamente 800-1000 m.s.n.m. en las Cordilleras formadas de caliza de la Formación Neiba. A partir de aquí, estas se distribuyen en dirección noroeste en el valle de San Juan, o sea, hacia el Sur en el valle del Río Vallejuelo.

En la cercanía de su punto de partida, los abanicos de escombros tienen un ancho de sólo pocas decenas de metros. En su pie, estos abanicos se pueden extender a varios km. de ancho a menudo a través de engranaje con abanicos de escombros laterales, los abanicos de escombros que llegan al valle de San Juan, alcanzan longitudes de 5-8 km.

El material de esos abanicos-arena-grava y rocas- está compuesto casi exclusivamente de escombros de cal mal clasificado, de la Formación Neiba, en cantidades menores todavía pueden estar mezclados con abanicos de arenisca calcárea de la Formación Sombrero. El grado de redondeamiento de los componentes es malo, especialmente en las partes proximales de los abanicos de cantos rodados (—subangular hasta —angular), en las zonas distales está algo mejor (—subangular hasta —subrounded). A menudo tampoco hay una estratificación bien formada. El espesor de los abanicos de cantos rodados no debería de sobrepasar normalmente algunas decenas de metros hasta como máximo quizás alrededor de 100 mts.

Los abanicos aluviales de cantos rodados probablemente colocados en períodos del Pleistoceno, son algo más ricos en precipitaciones. Hoy no tiene lugar prácticamente ninguna acumulación de material, sino solo los ríos y riachuelos, que muy raras veces llevan agua después de caídas de lluvias muy fuertes, limpian en los abanicos de cantos rodados anillos de erosión. Las zonas distales de los antiguos abanicos parcialmente están muy aisladas y fueron desintegrados parcialmente en forma de lomitas (una especie de cerro testigo). Al Sur-Suroeste de San Juan, por El Salto de Las Avispas fue cortado un cuerpo de abanicos de escombros por una falla joven que corre en dirección ESE-WNW.

La superficie de los abanicos de cantos rodados está a menudo consolidada por un horizonte de calcreta. Lateralmente se engranan con escombros y rellenos de valles secos. o sea formaciones fluviales. Establecer una frontera exacta a menudo no es posible.

2.3.2.2. Pleistoceno-Holoceno. Sedimentos de pendientes (16). Escombros /de cauce seco: cantos; grava y limo

En los picos de las montañas es depositado material de roca disuelto por influencias de la erosión o es depositado valle abajo por gravedad o por la escorrentía, agua de lluvia; este material cubre los picos más planos y en parte también los suelos del valle, allí donde espera un espesor promedio de varios metros planos, esas regiones fueron registradas en el mapa geológico como escombros.

El material está compuesto de escombros de rocas apenas redondeadas, con clastos de diferentes tamaños, de las capas que afloran en la pendiente correspondiente con tendencia de pendiente inclinada y especialmente sobre subsuelo arcilloso pueden entrar en movimiento también bloques de rocas aisladas de varias decenas y centenas de metros cúbicos. Como ejemplo está la roca caliza libre formada debajo de la Presa de Sabaneta .

En los valles, los sedimentos del techo se engranan con las deposiciones fluviales a través de un río que permanentemente lleva agua. En los valles secos, con transporte de agua ocasional, los sedimentos y escombros de sus pisos no se pueden diferenciar petrográficamente y en vista de eso no pueden ser delimitados entre sí en el mapa geológico.

En un perfil en Arroyo Las Lajitas, 2.5 km al suroeste de Guanito (E:2.81.300, N:20.70.400) se tomaron pruebas a una profundidad de 1.5-2 metros, las cuales pudieron ser fechadas en el laboratorio C14 y H3 por el servicio geológico de Baja Sajonia, Hannover, en la época de 360-530 años después de Cristo. (No. de laboratorio: 13880, encargado de despacho Dr. M.A. GAUH). Esto da un indicio de la edad en parte joven y de las elevadas tasas de acumulación de esos sedimentos (más de 100 cm en 1000 años).

2.3.2.3. Pleistoceno-holoceno. Terrazas fluviales, viejas y jóvenes así como también sedimentos del fondo del valle (depósitos de río). Grava, arena, cantos y limo(17,18 y 19) .

Deposiciones fluviales cubren grandes áreas en el valle de San Juan. Pero también los valles de ríos anchos en la Sierra de Neiba y de la Cordillera Central, están en parte llenos con cuerpos de sedimentos representables en el mapa geológico. En la zona del valle de San Juan, estas áreas fueron exploradas con alrededor de 200 perforaciones manuales de hasta 4 mts. de profundidad para obtener una impresión de su composición (ver mapa de perfiles perforados).

Los cuerpos de terrazas está compuestos en partes fuertemente variables, de arena, grava y deposiciones de rocas gravilosas. También pudieron ser observadas intercalaciones de grano fino areno-limosas. La clasificación y la estratificación están en la mayoría de las veces relativamente bien formadas. El grado de redondeamiento de los cantos es en general muy bueno, pero oscila dependiendo de la distancia a la zona de envío (—subangularl y —subroundedll hasta —roundedll).

Los depósitos de grava en el Valle de San Juan, se caracterizan por un predominio claro de cantos de la Cordillera Central (tonalita, basaltos epidotizados). En cambio, los componentes de la Sierra de Neiba van disminuyendo en cantidad (caliza de la Formación Neiba, areniscas calcáreas de la Formación Sombrerito). Sólo los valles que están situados directamente en la Sierra de Neiba, (los valles del Río Vallejuelo y Río Los Baos) están constituidos de caliza de la Formación Neiba y arenisca de la Formación Sombrerito. Esto se explica por las precipitaciones considerablemente grandes y uniformes que caen todo el año en la Cordillera Central, las cuales solo en la zona de la hoja proveen agua a 5 grandes ríos (de Este a Oeste, Río Yaque del Sur, Río Mijo, Río Jínova, Río La Maguana y Río San Juan) todo el año, mientras que en la Sierra de Neiba sólo un único río, el Río Los Baos, siempre lleva (algo) agua, así puede transportar su carga de canto al valle de San Juan.

En los lugares donde hay material directo en las deposiciones de la Formación Arroyo Seco hay una delimitación entre ambos a menudo difícil de diferenciarlas por perforaciones manuales es imposible. Solo en afloramientos grandes se puede trazar una frontera a través de la superposición discordante y/o en vista de los diferentes grados de erosión, mientras que las deposiciones de la Formación Arroyo Seco muestran una erosión permanentemente profunda y las deposiciones de terrazas están erosionadas solo directamente en la superficie (las terrazas de ríos más viejos tienen a menudo formación de limo rojo de espesor insignificante).

El espesor de las Formaciones fluviales son mayormente en la zona de varios metros, solo en el centro del valle de San Juan y posiblemente también en algunos valles de ríos mayores, debe contarse con espesor de varias decenas de metros (estimado).

La distribución de las terrazas fluviales antiguas, no muestran en su mayoría ninguna relación directa con el sistema fluvial actual que se ha cortado en esos cuerpos de terrazas varios metros o decenas de metros de profundidad y con un escalón a menudo claramente formado morfológicamente. Las terrazas viejas están afectadas (hoja parcial 5972-II San Juan), por fallas jóvenes y por vasculaciones. Estas terrazas se encuentran aquí en parte 100 y 200 m. sobre el nivel del fondo del valle actual.

En el borde Norte de la Sierra de Neiba, se pudieron comprobar restos de grava de cuerpos de terrazas viejas en una altura de aproximadamente 600-700 metros sobre el nivel del mar. Pero esos depósitos son tan pequeños y de espesor tan fino, que sólo uno de ellos fue registrado en el mapa geológico, como ejemplo, en La Lomita, 10 km al sur de San Juan (aproximadamente por E: 2.62.800, N: 20.71.000). Una señal de vasculación joven, la muestra entre otras, la superficie de terraza inmediatamente al Oeste del Río Mijo, la cual cae de 430 m.s.n.m. en el Sur (por Juan Álvarez).

Esa superficie es cortada ahora en el sur por numerosos cursos de agua pequeños.

Muchas terrazas ancianas muestran en su superficie restos de un limo rojo, sub-fósil, de poco espesor, otras están consolidadas cerca de la superficie por —carretesl jóvenes, como por ejemplo están aflorando en la carretera de Los Bancos a Villalpando (aproximadamente de E:2.82.400, N:20.66.300 hasta E:2.83.300, N:20.65.800).

La distribución de las terrazas jóvenes está unida al curso de los ríos actuales. Estas terrazas están mayormente divididas de las terrazas viejas por un eslabón mientras que la transición a los fondos de valles recientes no siempre es muy clara. Cuando hay crecidas fuertes, estas superficies pueden ser lavadas por lo menos parcialmente, de modo tal que su disposición para lugar de asentamiento o para el trazo de caminos de tránsito, es limitada.

Los lugares de los valles localizados más profundos forman los fondos de valle, los cuales debido a las crecidas que ocurren a menudo, están sin vegetación o son pobres. Por el meandro de los ríos hay dentro de los fondos del valle siempre un nuevo dislocamiento del cauce del río. Una delimitación exacta de las terrazas jóvenes es difícil en muchos lugares.

En la región de la Cordillera Central se tomaron pruebas de sedimentos de ríos y arroyos recientes y fueron investigadas geoquímicamente para obtener indicios de posibles depósitos de minerales en las zonas de entrada de las aguas. En ninguna de las pruebas aparecieron concentraciones anormales.

.

2.3.2.4. Pleistoceno-Holoceno. Depositos de ladera y coluviones (20). Cantos, arena y arcillas

Estos materiales aparecen distribuidos a lo largo de la superficie de la Hoja, si bien, no presentan un gran desarrollo areal, pese a las importantes elevaciones existentes. En general, presentan una morfología en planta seudotriangular con el vértice agudo

apuntando hacia la zona de cabecera. Los espesores son muy reducidos y suelen aumentar hacia la zona basal hasta alcanzar unos 3-4 m. Se trata de depósitos de cantos, heterométricos, englobados en una matriz areno-arcillosa. La composición de los cantos es variable y está directamente relacionada con la de las laderas sobre las que se asientan. Al estar directamente ligados a estas laderas actuales, han sido asignados al Holoceno. Como ejemplo se pueden citar los afloramientos que aparecen en las laderas del Valle de El Tetero y en la zona de Culo de Maco.

## **2.4. Tectónica**

### **2.4.1. MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO**

El cuadrante de Juan de Herrera se localiza en el flanco suroccidental del sector central de la Cordillera Central, si bien sus sectores septentrional y oriental se puede considerar como parte de la zona axial de esta cadena. Los macrodominios estructurales representados en la Hoja son, de NE a SO, el basamento y el Cinturón de Peralta, si bien el esquema regional se completa con la presencia de la Cuenca de Azua-San Juan hacia el Suroeste.

- El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). Los sectores más noroccidentales de este basamento, están representados por la formación o terreno (estratigráfico) de Tireo, el cual consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, perteneciente al Cretácico superior. La estructura interna de este basamento, difícil de descifrar por los fuertes relieves y su dificultad de acceso, se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO, cuya dirección varía desde la aproximadamente E-O de los sectores más septentrionales de la zona (Hoja de Juan de Herrera) a la N-E de los más meridionales (Hoja de Gajo de Monte), mediante un brusco giro localizado en el sector nororiental de la Hoja de Lamedero.
  
- El Cinturón de Peralta, también descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivières-Peralta, consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico Superior-Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). En su sector suroriental, Heubeck (1988), Heubeck et al. (1991) y Dolan et al. (1991) han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que, en algún caso, pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta, (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa, (Eoceno medio-Mioceno inferior), y Grupo Ingenio Caei, (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la zona de estudio, sólo el Grupo Peralta está representado por todas sus formaciones (Ventura, Jura y El Número), mientras que del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal, (Ocoa), quedando las suprayacentes (El Limonal y

Majagua), así como todo el Grupo Ingenio Caei, circunscritos a sectores más surorientales, incluidos en el cuadrante a escala 1:100.000 de San Cristóbal.

La estructura interna del Cinturón de Peralta y, más concretamente, del Grupo Peralta, está definida por un sistema de cabalgamientos y pliegues genéticamente relacionados, cuyo desarrollo se ha querido correlacionar con el del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al., 1983; Heubeck y Mann, 1991). Esta deformación se ha situado, a partir del Eoceno, en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del *plateau* oceánico del Caribe que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual mar Caribe) bajo el moribundo arco de islas, representado por los terrenos cretácico-eocenos de la Cordillera Central y del resto de la isla, de tal forma que el Cinturón de Peralta ocultaría una sutura entre dos fragmentos litosféricos oblicuamente convergentes (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al, 1991). En este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se interpretan como megasecuencias de cuenca delantera de arco depositadas sobre la parte interna del prisma acrecional, en algunos casos con un fuerte control tectónico (Fm.Ocoa). Alternativa o adicionalmente, los autores mencionados también relacionan la deformación del Cinturón de Peralta con un corto evento de colisión oblicua y/o movimiento en dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas perteneciente a la placa Norteamericana, con el Gran Arco de Islas de la placa del Caribe, proceso que pudo haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el Cinturón de Peralta.

- La Cuenca de Azua-San Juan, situada al Suroeste del Cinturón de Peralta, se ha integrado en el poco definido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al., 1991b) junto con la Cuenca de Enriquillo y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector centro-occidental de la isla. Su estructura regional es del tipo "domos y cubetas" (*dome and basin structure* de Hobbs et al., 1976), consistente en una serie cubetas sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, separadas por domos anticlinales con inmersiones opuestas a lo largo del eje, cuyos márgenes suelen ser cabalgantes sobre las cubetas (Mann et al., 1991c); individualmente, cada una de éstas tiene una sección del tipo "*ramp valley*" (Willis, 1928). Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno medio-Pleistoceno, correspondientes a ambientes marinos en la base y continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno medio, algunas de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con series equivalentes del Grupo Peralta (la Fm. Neiba con la Fm. Jura). No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaîne de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas y volcánicas atribuidas al intervalo Cretácico superior-Eoceno, cuya posible relación con la Fm. Tireo es desconocida. En el estricto ámbito de la Cuenca de Azua estudiado en el presente proyecto, las rocas más antiguas aflorantes en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrero, del Mioceno, que probablemente también sea la formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

La Cuenca de Azua-San Juan se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas por la evolución

estructural de éste. Los domos o estructuras anticlinales anteriormente mencionados, no son sino una respuesta del sustrato de la cuenca al avance de la deformación hacia el antepaís a medida que progresaba la convergencia, posiblemente oblicua, con el margen septentrional del *plateau* oceánico del Caribe, supuestamente aflorante en la sierra de Bahoruco (Mann et al, 1991 b y c).

En el ámbito de la zona de estudio, los contactos entre estos tres dominios son cabalgantes en sentido SE, con los más antiguos sobre los más modernos, aunque posteriormente han podido ser modificados a fallas con movimiento en dirección. Así, el basamento cabalga sobre el Cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al., 1991b), que en sectores más noroccidentales tiene una traza subvertical y se le supone movimientos en dirección tardíos. No obstante, en la Hoja de Padre Las Casas se ha cartografiado, localmente, un contacto discordante por *onlap* de las Fms. Ventura y Jura sobre la Fm. Tiro, lo que regionalmente implica que ésta debe ser el sustrato de al menos una parte del Cinturón de Peralta. El contacto de este último dominio con la Cuenca de Azua-San Juan se produce mediante un cabalgamiento frontal de ángulo relativamente tendido que representa la terminación de la falla de San Juan-Los Pozos. Esta falla ha sido definida en sectores más noroccidentales donde, de forma no muy acorde con el carácter cabalgante observado en la zona de estudio, se piensa que, ha acomodado desplazamientos sinestrales de más de 400km entre las placas Norteamericana y Caribeña durante el intervalo Oligoceno-Mioceno (Pindel y Barret, 1991; Dolan et al., 1991).

Aparte de las características estructurales específicas de cada macrodominio, hay una tectónica común a todos ellos que es la importante tectónica de desgarres, cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir del Mioceno, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieran soldados, persistiendo hasta la actualidad. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona: la plataforma de las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y el *plateau* oceánico. A partir del Eoceno medio, este régimen produjo la apertura del surco de Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al., 1991b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación con las placas Norte y sudamericanas (Dolan y Mann, 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico (*offshore*) y por la falla Septentrional (*onshore*), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera, y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan et al., 1998).

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

colisionó con el sector central de La Española, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida, pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia del *ridge de Beata* en la zona de estudio es muy localizada y se limita al *offshore* de la bahía de Ocoa, los efectos del *indenter* afectan a un amplio sector de la misma. A él se asocia una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio *indenter* que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20km discurre desde la citada bahía hasta al menos las inmediaciones de Bonaó, corredor que parece ser una importante fuente de sismicidad. Asimismo, en la zona de colisión se produjo, como consecuencia del mismo proceso, la rotación horaria de las escamas frontales del Cinturón de Peralta (Heubeck y Mann, 1991).

Especialmente por sus implicaciones neotectónicas, es preciso hacer mención del volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, cuya presencia en la zona de estudio es amplia, al disponerse en una banda de dirección EO-NS de 10 a 20km de ancho, que ocupa parte de las Hojas de: San Juan y Derrumbadero. En la zona predomina el carácter calcoalcalino, con el que dieron comienzo las emisiones, si bien también existen puntuales evidencias de emisiones alcalinas, mucho más abundantes hacia el Oeste, en el ámbito de San Juan y Pedro Corto. Para algunos autores (Mann et al., 1991c), el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y el *ridge* de Beata, así como su similar edad y progresiva migración hacia el Noreste, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén totalmente alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo, en un contexto transtensional.

La evolución tectónica de la región comenzó en el Eoceno, una vez que todos los terrenos de arco-isla que forman la Cordillera Central, así como el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al Gran Arco de Islas del Caribe. La ausencia de afloramientos previos al Cretácico superior en la región impone serias restricciones al conocimiento de la evolución anterior a él; por ello, cualquier intento de establecer la estructura interna de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior y su compleja evolución estructural debe efectuarse en base al conocimiento de regiones próximas. Por ello, en caso de interés se sugiere la consulta de las memorias del cuadrante de Constanza, integrados en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

## **GEOMORFOLOGIA**

### **5.1 GENERALIDADES:**

El cuadrante de San Juan de la Maguana, comprende un área que se caracteriza desde el punto de vista geomorfológico por su heterogeneidad. Esto se debe en primer lugar, a que abarca porciones de tres (3) de las veinte (20) regiones morfológicas, en la cual se divide la República Dominicana, es decir, sectores de la Cordillera Central, Valle de San Juan y Sierra de Neiba.

Además, un análisis más detenido permite introducir ulteriores subdivisiones, en el seno del Valle de San Juan. Por las razones antes expuestas, quien escribe consideró conveniente dividir el área del cuadrante en seis (6) sub-áreas morfológicas bien defini-



das para una mejor comprensión de las principales características geomorfológicas del cuadrante.

Las sub-áreas son las siguientes:

- A. Zona abrupta de la Cordillera Central.
- B. Relieve calcáreo al Oeste del Río San Juan.
- C. Área montañosa de Sierra de Neiba.
- D. Faja de pie de monte de la Sierra de Neiba.
- E. Región de las Mesetas Volcánicas.
- F. Depósitos Aluvionales Recientes.

Cada una de las sub-áreas morfológicas se relaciona con los rasgos litológicos y/o estructurales, al punto que puede haber una casi total superposición del Mapa Geomorfológico sobre el Geológico.

## **5.2 DESCRIPCIÓN DE LAS SUB-AREAS:**

### **5.2.1 ZONA ABRUPTA DE LA CORDILLERA CENTRAL:**

Esta ocupa todo el sector del cuadrante situado al Este del graben del Río San Juan y al Norte del Valle San Juan desde el Río Jínova hasta el límite Este del cuadrante. En ésta el relieve es elevado y abrupto, aunque las alturas tienden a disminuir hacia su parte meridional y sur occidental, coincidiendo esta disminución con los cambios litológicos, es decir, al paso de las unidades volcánicas a las unidades flyschoides del Paleógeno-Campaniano Superior y otros más recientes. La topografía comprende en la parte más elevada una serie de espolones, separados por profundos valles en forma de V. La parte superior de dichos espolones es relativamente aplanada. Mientras que los valles presentan vertientes bastante inclinadas, y su profundidad tiene relación directa con el caudal del curso de agua que recorre el Valle. La densidad de avenamiento es considerable, debido a que los terrenos son sustancialmente impermeables y la precipitación es elevada, mientras que la temperatura es suavizada por la altura, disminuyendo así la evaporación y la evapotranspiración. Los cauces mayores muestran un claro control estructural debido a que frecuentemente presentan patrones rectangulares un ejemplo particularmente evidente es el caso del Río Mijo y el Río Blanco, entre otros.

El gradiente de los cursos de aguas de primero (1ro.) y segundo (2do.) orden es bastante elevado, mientras que en el caso de los ríos de tercer (3er.) y cuarto (4to.) orden el gradiente es medianamente elevado debido a que la intensa erosión ha rectificando parcialmente el perfil longitudinal del cauce.

En la parte formada por rocas sedimentarias, que ocupa el sector meridional y occidental de la sub-área, el relieve es mucho menos elevado, sin embargo más abrupto, porque está recortado por un sin número de pequeños valles, debido a la gran erodibilidad de las rocas calcáreas, conglomeráticas, margosas, etc.

La densidad de avenamiento tiende a hacer bastante elevada y los cauces presentan un control estructural menor que la zona más elevada, aunque los cauces mayores sigan presentando a veces patrones rectangulares como por ejemplo el Río Jínova y el Arroyo Mogollón. En algunos lugares aparecen indicios de patrones dentríticos, pero no muy marcados.

En el extremo Sureste de la zona, se destaca un bloque sub-circular más elevado, que el relieve circundante presenta, que presenta forma de cono trunco en el cual la densidad de avenamiento es baja y los cauces presentan un patrón radial. Se trata del masivo volcánico de Loma de Los Frailes.

### **5.2.2 RELIEVE CALCÁREO AL OESTE DEL RIO SAN JUAN:**

Este sector abarca una extensión reducida al Norte de La Jagua al Oeste del graben del Río San Juan. Se trata de un conjunto de lomas calcáreas domiformes que alcanzan su máxima elevación en Loma El Muñeco. En conjunto se trata de un relieve moderadamente abrupto, en el cual Loma El Muñeco constituye un anticlinal buzante hacia el Este.

La densidad de avenamiento es baja, especialmente en Loma El Muñeco, debido a que la naturaleza litológica de la caliza, ha dado lugar a una topografía semi-cárstica, en la cual los cursos de aguas menores tienden a parar a cauces subterráneos. Mientras que los medianos presentan escorrentía efímera solamente después de fuertes aguaceros, este hecho se refleja en la escasa profundidad de los valles de dichos cursos de aguas.

La naturaleza semi-cárstica de la subárea es comprobada también por la presencia de algunas dolinas de moderada extensión. El arroyo Dajay es el único curso de agua perenne. Dicho arroyo se encuentra en el contacto entre las calizas y una zona (la Cañita de Naranja), constituida por rocas volcánicas, en la cual como es de esperarse la densidad de un avenamiento es mayor y no hay pérdida considerable por infiltración hacia el suelo. Otros rasgos morfológicos destacados del Arroyo Dajay, son dos (2) estructuras en Bayoneta que marcan el trazado de sendas fallas sub-perpendiculares al cauce.

Los otros cauces mayores (Arroyo El Palmar y Corozal, etc.), denotan también control estructural.

El límite meridional de ésta sigue aproximadamente el trazo de una gran falla de cabalgamiento arqueada, que va desde el emplazamiento de Sabaneta hasta aproximadamente el Centro La Cabulla.

### **5.2.3 AREA MONTAÑOSA DE SIERRA DE NEIBA:**

La Sierra de Neiba ocupa todo el sector suroccidental del cuadrante y se destaca claramente del Valle de San Juan y de su Pie de Monte, por el cambio brusco de la topografía que sube rápidamente hasta cotas considerables más notables en el Oeste que en el Este (Loma La Pascuala, 1447 m.s.n.m., Loma Jayaco 1472 m.s.n.m.), formando una notable escarpa de falla.

La litología es siempre sedimentaria (caliza, conglomerado, arenisca, marga, etc.).

Morfológicamente, la característica más sobresaliente es la presencia de una serie de lomas en forma de domos alargados en sentido noroeste-sureste, los cuales constituyen la expresión morfológica de ejes sinclinales, mientras que unas depresiones bastante marcadas, sub-paralelas a los ejes anticlinales constituyen la expresión morfológica de sinclinales entre los cuales el más marcado es el del Valle del Río de Vallejuelo.

La densidad de avenamiento varía entre mediana y elevada y el patrón de drenaje de los cursos de agua menores en gran parte está claramente controlado por las estructuras anticlinales y sinclinales desarrollándose perpendicularmente a los ejes. Los cursos de aguas mayores, en particular el río Vallejuelo y el Arroyo Blanco, corren a lo largo de los ejes sinclinales. Los valles pluviales no se presentan por lo general muy encañonados, salvo algunas excepciones en los alrededores de Loma de Las Yayas, debido quizás a la presencia de caliza más compacta.

A menudo las calizas representan los núcleos de los anticlinales y en ellas aparecen rasgos de topografía clástica aunque bastante inmadura, esto porque las colinas son muy escasas e incipientes. Sin embargo existen depresiones, las cuales podrían ser Poljés en formación<sup>1</sup>.

El sector oriental al Este de la zona de La Palma Cana, presenta un relieve suave y redondeado que no alcanza nunca grandes alturas, debido a su litología erosionable.

(1) Longo, F. Informe Geológico Preliminar de la Hoja Topográfica 5972—III Derrumbadero. D. G. M., 1987. 71 p.p.

#### **5.2.4 FAJA DE PIE DE MONTE DE LA SIERRA DE NEIBA:**

Se trata de una faja que separa la Sierra de Neiba del Valle aluvional propiamente dicho. Con una anchura que varía entre 4 y 5 Kms. y está ocupada por litología sedimentaria perteneciente a las Formaciones Arroyo Blanco, Arroyo Seco y Trinchera.

El relieve es siempre moderado y se destaca por presentar una serie de dorsales alineadas en sentido noroeste, suroeste, paralelas a las fallas regionales que delimitan hacia el Sur el Valle de San Juan, todas estas dorsales están integradas por materiales más resistentes a la erosión que el que constituye a la zona circundante.

La densidad de avenamiento es baja, y el único patrón observado es el paralelo, con cursos de agua generalmente intermitentes que corren perpendicularmente a la dirección de las dorsales. En algunos lugares el patrón se convierte en anárquico (sin dirección definida). Los valles de estos cursos de agua son generalmente poco profundos.

#### **5.2.5 REGIÓN DE LAS MESETAS VOLCÁNICAS:**

Esta sub-área constituida en parte por grandes flujos basálticos y en parte por materiales sedimentarios, ocupa una zona situada al Oeste del graben del Río San Juan, entre la sub-área calcárea al Norte y Valle Aluvional al Sur. La morfología de los materiales lávicos es muy característica tratándose de mesetas alargadas con parte superior relativamente llana y bordes que descienden abruptamente varias decenas de metros a los terrenos sedimentarios que se extienden entre las mesetas. En la parte superior las mesetas presentan muy poca escorrentía, por la elevada permeabilidad de los materiales que la integran. En la zona sedimentaria la densidad de avenamiento es baja y los cursos

de agua tienden a presentar diseños dendríticos aunque no muy marcados. En conjunto el relieve es bastante suave, destacándose solamente algunos cerros de origen volcánico entre los cuales se destaca Cerro Gordo (829m.s.n.m.).

### **5.2.6 DEPÓSITOS ALUVIONALES RECIENTES:**

Estos terrenos ocupan principalmente una faja situada en la parte central del Valle de San Juan, y se extiende lateralmente también en el fondo de los grabenes que penetran en el Norte hacia la Cordillera Central (Río San Juan, Jínova, etc.). Se trata de un área de terrazas y abanicos fluviales, que en algunos lugares se entremezclan con las extremidades meridionales de las coladas basálticas. Las terrazas más típicas se desarrollan a lo largo de los mayores ríos, en particular el Río San Juan, en donde se podrían diferenciar tres (3) niveles<sup>2</sup>. La densidad de avenamiento es moderada a baja y los ríos representan cauces meandriformes, especialmente en el sector oriental con gradiente moderado, los cauces son bastantes definidos y casi no presentan indicios de anastomozamiento. Existe una relación de

## **5.3. HISTORIA GEOLÓGICA**

La comprensión de la historia geológica del cuadrante de San Juan (5972), no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio; su situación en el corazón de la Cordillera Central, en el límite entre dos grandes dominios, el Cinturón de Peralta y su basamento conocido, la Fm. Tireo, hace obligatorias las referencias a ambos, por lo que en el presente capítulo serán especialmente frecuentes las alusiones al territorio comprendido dentro del cuadrante a escala 1:100.000 de Constanza, Arroyo Limón y Neiba, encajantes en la zona de estudio del presente proyecto.

Lo acontecido en la zona tanto en el Jurásico, periodo al que se han asignado los materiales más antiguos de la isla, como en el Cretácico inferior, entra prácticamente de lleno en el ámbito de la especulación, si bien en otros sectores de la Cordillera Central ha podido establecerse una evolución coherente de este periodo, remitiendo al lector interesado a la consulta de las Hojas incluidas en el cuadrante 1:100.000 de Constanza, Arroyo Limón y Neiba, realizadas igualmente dentro del proyecto Cartografía Geotemática en la República Dominicana.

A grandes rasgos y desde un punto de vista geodinámico, la historia geológica de La Española a partir del Cretácico superior es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña; aunque el límite entre ambas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos, se ha llevado a cabo bajo un contexto general de convergencia. En estas condiciones, la región se caracteriza por una compleja evolución tectónica a lo largo del Cenozoico, durante el cual la deformación ha sido prácticamente continua; aunque en general refleja la típica evolución de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, en sus estadios más tardíos se ha visto afectada por diversos acontecimientos que han trastocado esta evolución general, entre los que cabe destacar por sus efectos en la región la colisión del

*ridge* de Beata y la creación de un notable sistema de desgarres, marcados en la hoja Juan de Herrera (5972-I).

La evolución paleogeográfica de la región permite diferenciar tres grandes etapas:

- Cretácico superior, caracterizado por la construcción de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central.
- Paleógeno, definido por una notable acumulación sedimentaria a favor de un surco submarino paralelo al arco insular cretácico.
- Neógeno-Cuaternario, caracterizado por la estructuración definitiva de la región, con creación de diversas cuencas rellenas por sedimentos marinos y continentales. Si bien éstas están dentro de los límites del cuadrante San Juan (5972); su conocimiento es imprescindible a fin de establecer la secuencia de acontecimientos más recientes de la zona.

### 5.3.1. EL ARCO INSULAR DEL CRETÁCICO SUPERIOR

La historia geológica de la región suroccidental de la Cordillera Central basada en los afloramientos existentes se remonta al Cretácico superior, cuando la polaridad en la subducción del sector septentrional protocaribeño habría sufrido una inversión, cuyos pormenores no han sido convenientemente detallados aún. En cualquier caso, el régimen geodinámico de comienzos del Cretácico, durante el cual la protoplaca Caribeña subduciría hacia el Norte dando lugar a las primeras formaciones de arco-isla de La Española, se vería bruscamente abortado a mediados de dicho periodo, posiblemente como consecuencia de una modificación en el rango de competencia en relación con otras placas vecinas. Algunos autores (Draper y Gutiérrez Alonso, 1997) proponen que el cierre de la subducción del Cretácico inferior, estaría provocado por un proceso de obducción (Aptiense-Albiense) en el que se verían implicadas, entre otras, las Fms. Duarte y Loma Caribe, proceso seguido por el comienzo de la subducción de la litosfera atlántica bajo la caribeña.

En este contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica, se produjo la construcción de un arco insular en cuya paleogeografía de detalle permanecen aún notables incertidumbres. No obstante, los materiales generados durante su actividad permiten establecer ciertas pautas generales en lo que concierne a la paleogeografía del Cretácico Superior. Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal, localizado en una banda de dirección próxima a NO-SE, exterior a la región de estudio y situada en áreas nororientales; su construcción estuvo relacionada con la emisión de magmas calcoalcalinos cuya naturaleza evolucionó con el paso del tiempo. Simultáneamente, la región correspondería a una cuenca marina de profundidad moderada, en la que la actividad del arco se reflejó principalmente por la llegada de flujos volcanoclásticos masivos (Fm. Tiro), reconociéndose junto a ellos la esporádica llegada de lavas y la extrusión de domos, así como la intrusión de cuerpos subvolcánicos.

La actividad magmática no se produciría simultáneamente en todo el arco ni se mantendría constante con el paso del tiempo, de tal forma que existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se desarrollaron procesos puramente sedimentarios, el más frecuente de los cuales fue la deposición de carbonatos, aunque tal vez el más característico serían las acumulaciones de Radiolarios relacionadas con la formación de cherts.

La actividad magmática relacionada con la subducción no estuvo restringida a los procesos volcánicos, sino que produjo ingentes masas de composición tonalítica encajadas en la Fm. Tireo. Su emplazamiento como batolitos y *stocks* se produciría a finales del Cretácico y comienzos del Terciario, probablemente hasta el Eoceno, destacando por sus dimensiones los de El Río Blanco específicamente en el Gajo del Paso de los Blancos, río Macutico y arroyo Los Caos en la Hoja de Juan de Herrera (5972-I).

### 5.3.2. LA CUENCA PALEÓGENA DE BACK ARC

La ausencia de registro cercano al límite Cretácico-Terciario impide precisar la secuencia de acontecimientos seguida en la región entre el cese de la actividad del arco cretácico y el inicio de la sedimentación terciaria; éste tendría lugar a comienzos del Eoceno, sin que deba descartarse que se produjera en el Paleoceno. En cualquiera de los casos, el dispositivo en el que se produjo la sedimentación paleógena estuvo caracterizado por un profundo surco submarino alargado según NO-SE, paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al Noreste. El arco, localizado en el ámbito de la actual Cordillera Central, actuó como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual Cinturón de Peralta, cuyo relleno se llevó a cabo en dos grandes etapas, relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa.

En este contexto, la sedimentación paleógena estuvo condicionada por los cambios batimétricos de la cuenca y por la actividad del área madre, integrada por los afloramientos de la Fm. Tireo. Los primeros estuvieron influidos por la relación entre la tasa sedimentaria y la subsidencia de la cuenca, notables en ambos casos, pero evidenciando en cualquier caso una tendencia global de somerización. Por su parte, la segunda estuvo condicionada por la evolución tectónica, que muestra los rasgos de un típico cinturón de pliegues y cabalgamientos en el que la deformación se propagaría desde las zonas más internas (NE) hacia las más externas (SO).

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura. El surco paleógeno sufrió la invasión de lóbulos turbidíticos correspondientes a abanicos submarinos profundos, propagados hacia el Sureste y nutridos del desmantelamiento del arco cretácico, llevado a cabo con una elevada tasa erosiva, como sugiere la potente acumulación sedimentaria registrada, que ocasionó que sus últimos depósitos se acumularan en condiciones más someras (Hoja San Juan 5972-II).

Durante el Eoceno medio, coincidiendo con éstas, tuvo lugar un episodio de sedimentación pelágica en un ambiente de rampa carbonatada, característico del depósito de la Fm. Jura. Pese a lo que pueda parecer en primera instancia, la cuenca manifestaba signos de inestabilidad, como reflejan las acumulaciones de brechas correspondientes a *debris flow* y, especialmente, las emisiones basálticas reconocidas en algunos puntos de la región (Hojas de San José de Ocoa y Padre Las Casas).

La elevada tasa de sedimentación característica del Paleógeno en la región, sufrió una considerable disminución en el paso al Eoceno superior, registrándose un episodio de condensación en ambientes pelágicos cuyo resultado son las Capas rojas de Jura. El posterior depósito de la Fm. El Número supuso un nuevo incremento de la tasa sedimentaria, con una potente acumulación de depósitos pelíticos en condiciones pelágicas no abisales, con intercalaciones turbidíticas de posible origen prodeltaico, reflejando condiciones más someras que las correspondientes a la Fm. Ventura. La estabilidad del depósito de la Fm. El Número se vio interrumpida por la llegada de depósitos desorganizados relacionados con un talud, estabilizándose nuevamente durante sus últimos compases, caracterizados por varios episodios de somerización en un ambiente de plataforma carbonatada (Hojas de San Juan y Derrumbadero).

Dentro de los signos inequívocos de actividad tectónica en la región durante el Paleógeno, el acontecimiento principal tuvo lugar en el Eoceno superior, en relación con un proceso de imbricación de escamas en la Fm. Tiro, y su principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa, en discordancia sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno.

Al igual que en el caso del Grupo Peralta, la cuenca en la que se produjo la sedimentación de la Fm. Ocoa correspondería a un profundo surco alargado según NO-SE, limitado al Noreste por un frente activo (Cordillera Central), y al Suroeste por un margen más estable, en el que se llevaría a cabo el depósito de las calizas de la Fm. Neiba. La distribución de facies de la Fm. Ocoa denuncia inequívocamente una mayor distalidad hacia el Sureste y una clara tendencia somerizante con el paso del tiempo. Así, en el sector septentrional (Hojas de Juan de Herrera y San Juan) se depositaron espectaculares masas conglomeráticas correspondientes a abanicos deltaicos, en tanto que hacia el Sureste (Derrumbadero y Vicente Noble) se acumularían depósitos pelíticos de origen turbidítico, siendo frecuente la incorporación de depósitos olistostrómicos relacionados con episodios de inestabilidad y con la existencia de taludes.

A lo largo del tiempo se registraron periodos de estabilidad de la cuenca que permitieron la deposición de carbonatos en contextos de rampa pelágica y plataforma carbonatada, apreciándose una evolución hacia facies más someras a medida que el surco fue colmatándose; este proceso requirió un impresionante aporte de material a la cuenca a fin de vencer su elevada tasa de subsidencia.

### 5.3.3. LAS CUENCAS NEÓGENAS

La sedimentación neógena dio comienzo en una cuenca amplia y, a grandes rasgos, uniforme, localizada al Suroeste del frente activo de la Cordillera Central, integrado por el Cinturón de Peralta, del cual constituiría por tanto su cuenca de antepaís.

Al régimen marino inicial siguió una clara tendencia somerizante, hasta ser sustituido definitivamente por un régimen continental a finales del Neógeno. Esta tendencia somerizante fue favorecida por el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos, que provocó la progresiva restricción y compartimentación de la cuenca inicial. La evolución regional se vio complicada por la superposición de dos acontecimientos de envergadura geodinámica sobre la dinámica propia del cinturón: la aproximación desde el Suroeste del *ridge* de Beata, que actuó a modo de *indenter*, y el desarrollo de un sistema de desgarres de dirección E-O, como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Caribeña. En sus episodios más recientes, la región se ha caracterizado por un intenso volcanismo, posiblemente relacionado con dichos acontecimientos, pero sin explicación plausible en la actualidad.

El registro neógeno más antiguo corresponde a la Fm. Sombrerito, depositada inicialmente en condiciones profundas, reconociéndose ambientes pelágicos y locales aportes turbidíticos, en una cuenca de dimensiones desconocidas pero en cualquier caso muy superiores a las mostradas por sus afloramientos actuales. La estabilidad de este periodo debió ser breve a juzgar por la notable evolución somerizante seguida en la zona de Azua, donde se han reconocido ambientes de plataforma carbonatada somera que sugieren la elevación del sector suroriental de la cuenca, bien como consecuencia del avance del frente del Cinturón de Peralta o como consecuencia de la aproximación del *ridge* de Beata desde el Suroeste, en dirección a la bahía de Ocoa, sin que ambas causas sean excluyentes.

Sea como fuere, la cuenca insinuaría una cierta estructuración ya en el Mioceno superior, como se deduce de la distribución de facies y espesores de la Fm. Trinchera, depositada fundamentalmente por sistemas turbidíticos relacionados con abanicos submarinos de cierta profundidad. El sistema principal tuvo su origen al Norte de la zona de San Juan y avanzaría hacia el Sureste “encauzado” entre los relieves de la Cordillera Central (al NE) y una incipiente sierra de Neiba (al SO). Completando este dispositivo principal, los relieves de la Cordillera Central constituirían el área fuente de sistemas deltaicos transversales al surco principal, uno de los cuales se reconoce en las inmediaciones de Azua. La elevación del extremo suroriental de la cuenca sugerida durante el depósito de la Fm. Sombrerito, sería ya un hecho e incluso parece probable que en ella no se depositara la Fm. Trinchera.

En cualquier caso, las potentes acumulaciones de la Fm. Trinchera en la mayor parte de la región tendieron a nivelar las áreas sedimentarias a la vez que impulsaron una somerización de los ambientes, de tal forma que a comienzos del Plioceno la cuenca correspondería a una plataforma poco profunda, salpicada por diversos relieves, tal vez a modo de archipiélago, en la que se reconocen ambientes de bahía (Fm. Quita Coraza), precursores inmediatos de la implantación de ambientes litorales y, posteriormente, aún en el Plioceno, continentales.



La individualización de la Cuenca de Azua-San Juan se produjo con una orientación semejante a la actual, es decir paralela a la Cordillera Central y por tanto con orientación NO-SE, aunque sus frentes se encontrarían retrasados con respecto a su situación presente. Con esta configuración, la Cordillera Central actuaría nuevamente como área fuente, en este caso de sistemas aluviales correspondientes a la Fm. Arroyo Blanco, que progradaron ocasionando el retroceso de la línea de costa, hasta el punto de que a finales del Plioceno tan sólo se reconocen facies aluviales, pertenecientes a la Fm. Arroyo Seco, que pueden considerarse antecesores directos de los sistemas de abanicos que en la actualidad tapizan el Llano de Azua. A diferencia de lo ocurrido durante el resto de la sedimentación neógena previa, este tipo de depósitos no sólo se desarrollaron en la cuenca principal de la región sino que también lo hicieron en cuencas intramontañosas de menor entidad, como la de Guayabal en la Hoja de Padre Las Casas.

Probablemente, de forma simultánea con la sedimentación neógena y con toda seguridad en sus últimos compases, se produjo el avance del *ridge* de Beata hacia la bahía de Ocoa, que actuando a modo de *indenter*, en primera instancia provocaría la insinuación de irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el Cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del sector suroriental de la misma, arqueamiento acompañado por la creación de vergencias centrífugas al *ridge* y por tanto, incongruentes con las correspondientes a la deformación relativa al cinturón de pliegues y cabalgamientos.

A finales del Plioceno y tal vez en relación con el avance del *ridge*, dio comienzo uno de los fenómenos más característicos y complejos de la historia reciente de la región, el desarrollo de un intenso volcanismo, de afinidad geoquímica heterogénea, si bien con predominio de magmas calcoalcalinos en la región.

Las emisiones iniciales se produjeron en el sector de Yayas de Viajama, consistiendo en centros de emisión aislados y coladas de desarrollo moderado de naturaleza basáltica y traquiandesítica predominante. Los centros de emisión emigraron progresivamente hacia el Noreste, concentrándose temporalmente en el sector de Monte Bonito (Hoja de Padre Las Casas), ya en el Cuaternario, y más tarde en el de Valle Nuevo, donde las emisiones más recientes, de tendencias enriquecidas en potasio, evidencian una gran juventud al adaptarse sus coladas a la morfología de los valles recientes. Aumentando la complejidad del proceso, mientras se desarrollaba el episodio calcoalcalino, se registraron emisiones alcalinas, fundamentalmente de coladas basálticas, que adquirieron un notable desarrollo en el sector de San Juan.

La distribución espacial y temporal del episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance del *ridge* de Beata, aunque no como proceso generador de los magmas. Por el contrario, la distribución del episodio alcalino invoca una relación con el sistema de desgarres E-O generado durante el Neógeno. La interpretación de este fenómeno volcánico dista mucho de estar resuelta, pero un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica del *plateau* caribeño bajo el Gran Arco de Islas a finales del Plioceno, explicaría el magmatismo calcoalcalino y su migración hacia el Noreste, en tanto que un cambio en el régimen geodinámico durante el Cuaternario habría favorecido la extrusión de magmas alcalinos, de mayor profundidad, a favor de los desgarres de dirección E-O.

El volcanismo ha actuado como proceso generador del relieve y por tanto ha creado zonas sometidas a los procesos erosivos con una extraordinaria intensidad, tanto por mecanismos fluviales como gravitatorios. En este sentido, cabe destacar el sector Valle de San Juan, que ha actuado como principal centro de recepción de aguas de lluvia, del que parten radialmente algunos de los principales cursos fluviales del cuadrante de San Juan. Además, la elevación de este sector propició la instalación de un microclima periglacial de mayor relevancia a nivel anecdótico que por la extensión de sus depósitos.

La cercanía de estas elevaciones y en general de todo este sector de la Cordillera Central al mar, ha provocado no sólo un espectacular encajamiento de la red fluvial, sino también una elevada capacidad de transporte, reflejada de forma especial mediante los extensos abanicos aluviales que orlan aquélla, tapizando la Cuenca de Azua-San Juan al Norte de la bahía de Ocoa.

## **6. GEOLOGIA ECONOMICA.**

El aspecto económico minero de la zona no ha sido estudiado a fondo. Esto responde por un lado a que dicha zona está mayormente enmarcada dentro del Parque Nacional “José del Carmen Ramírez” y las Reservas Forestales de: “Cabeza de Toro, Arroyo Cano, Villa Arpando y Guanito”. Por otro lado la falta de accesibilidad, la cual imposibilita en cierto modo hacer exploraciones geológicas con fines económicos.

Sin embargo algunos trabajos fueron realizados de modo general en el suroeste abarcando entre otras la hoja de Juan de Herrera. Estos tuvieron como objetivo la exploración de petróleo, los cuales fueron llevado a cabo por la CARIBOIL (1978).

JICA (1984) realizó trabajos de exploración metálica en el área de Las Cañitas, abarcando una estrecha franja de 3 kilómetros de ancho en la parte Este de la Hoja de Juan de Herrera.

Recientemente se terminó de realizar conjuntamente con el Mapeo Geológico un muestreo geoquímico de sedimentos activos para detectar posible mineralización metálica en la zona, específicamente Au, Ag, As, Pb, Zn. Este se realizó a lo largo y ancho de la red hidrográfica de la Hoja Juan de Herrera, la cual la conforman Los ríos Mijo, Yaque del Sur, Blanco, Maguana y Jinova, así como innumerables arroyos de menor importancia. Dichos trabajos estuvieron bajo responsabilidad del Ingeniero E. Portorreal quien al final deberá rendir un informe geoquímico.

Durante el mapeo geológico pudimos observar la presencia de vetas de Cuarzo débilmente mineralizadas (óxido de hierro y cobre) dentro de los basaltos de la Formación Tireo, el espesor de ellas por lo general 0.5 metros. También se pudo notar que todos los cuerpos de riolacita en la zona presentaban una mineralización diseminada de piritita (Arroyo el Arroyo, Arroyo Grande).

Entre los recursos económicos más valioso se encuentran el incalculable potencial hídrico, distribuido uniformemente en la zona. Esto ha sido objeto de estudio por parte de la CDE (1984), encaminado a ubicar lugares para pequeñas presas en los ríos Mijo y Yaque del Sur, con el objetivo de producir energía eléctrica. Se ubicaron un total de cinco (5) lugares de futuras pequeñas presas.

## **7. RECURSOS MINERALES. DESCRIPCION**

La Hoja de Juan de Herrera (5972-1), ha suscitado interés en las últimas décadas en relación con el aprovechamiento de sus recursos minerales, desarrollándose en ella varias campañas intensivas de exploración minera consistentes en la realización de cartografía geológica a diversas escalas, exploración geoquímica, sondeos mecánicos y análisis químicos. La mayor parte de esta investigación se ha centrado en las mineralizaciones filonianas y diseminadas en la Fm Tireo -dominante en la Hoja Geológica de Juan de Herrera (5972-I). Actualmente existen 12 exploraciones mineras en toda el área del cuadrante de San Juan.

La minería del área ha sido de pequeña intensidad y salvo en la zona de Las Cañitas, donde hubo cierta actividad minera a principios de siglo, no ha habido minería propiamente dicha sino únicamente pequeñas labores de explotación artesanal. En la década de los 70 comienzan los estudios sistemáticos en la zona. La Dirección General de Minería, realizó un estudio geológico a escala 1:50, 000 con la cooperación de BUNDESANSTALT FUR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR), HANNOVER, REPUBLICA FEDERAL DE ALEMANIA, Proyecto de apoyo a la creación del Servicio Geológico Nacional. Entre los trabajos efectuados se encuentra una cartografía geológica a escala 1:100,000 de unos 1000 km<sup>2</sup>, estudios petrográficos y geoquímica de suelos, arroyos y rocas. Aunque no se cumplieron las expectativas iniciales, la presencia de niveles ácidos en la Fm Tireo invitó a la realización de nuevos trabajos para la búsqueda de mineralizaciones de Cu, Pb, Zn, Au y Ag. Las conclusiones desaconsejaron la continuidad de la exploración en toda el área de Las Cañitas, señalando únicamente una serie de recomendaciones para la zona más interesante, El Corbano, en caso de que continuase la exploración.

En 1984, la Dirección General de Minería, a través de la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA) y la Agencia de Minerales Metálicos de Japón (MMAJ) efectúa una nueva exploración del área de Las Cañitas, acompañada de una cartografía geológica a escala 1: 50.000 que cubre parte de las hojas de Gajo de Monte, Constanza y Juan de Herrera. El interés del estudio se centró nuevamente en la potencialidad de Cu, Ag, Au, Pb y Zn, basada en su presencia de algunas mineralizaciones con sulfuros que podrían corresponder a sistemas epitermales ligados a rocas porfídicas intrusivas en la Fm Tireo. A pesar de realizarse una exhaustiva campaña de campo con levantamientos geológicos de detalle, geoquímica de arroyos y litogeoquímica y realización de sondeos mecánicos y calicatas, los resultados no fueron esperanzadores. Sin embargo, los trabajos han logrado encontrar abundantes indicios en zonas de muy difícil acceso.

En el sector oriental de la Hoja de Juan de Herrera (5972-I) hay algunos indicios de mineralización epitermal. El indicio más importante es Loma Viejo Pedro (3) explorado intensivamente en el año 2004 por Exploraciones de Latinoamérica, S.A. Los trabajos

se han centrado en el estudio económico de esta mineralización y no se tienen noticias de trabajos regionales para la búsqueda de yacimientos similares..

En la Hoja hay abundantes canteras, pero la explotación de las rocas industriales y ornamentales está muy por debajo de las posibilidades reales debido a la inaccesibilidad general.

Los trabajos realizados en el presente Proyecto, fundamentalmente la geoquímica de bateas y sedimentos aportaran sin duda nuevos elementos que permitirán definir más adecuadamente el potencial de la Formación Tireo.

## **7.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS**

### **7.1.1. COBRE-ZINC**

#### **7.1.1.2. Concentraciones sedimentarias en la Fm Tireo**

Este grupo incluye abundantes pero pequeños indicios sedimentarios, especialmente asociados a las rocas básicas masivas y volcanoclásticas de la Fm Tireo, formada en un arco isla abisal (Lewis et al., 1991). La mineralogía es muy monótona, con piritita y algo de calcopiritita. Contamos con 4 indicios significativos de estas características en todo el cuadrante. Aquí, los sulfuros aparecen diseminados en un área considerable en la que son frecuentes las pequeñas zonas mineralizadas a lo largo de una zona muy extensa (>500 m potencia) de la Fm Tireo. Los sulfuros se encuentran predominantemente como clastos detríticos de tamaño mm, en potentes secuencias de tipo *mass flows*, lo que sugiere que son el producto de la erosión de cuerpos de sulfuros (masivos) formados con anterioridad. En algunas zonas es posible observar vetillas irregulares de potencia mm cortando a estas mismas rocas. Estas vetillas tienen una pequeña alteración hidrotermal asociada y se interpretan como ligadas a una actividad hidrotermal sinsedimentaria. Esto sugiere que sincrónicamente con la deposición de un amplio tramo de la Fm Tireo, hubo una circulación hidrotermal potencialmente capaz de formar sulfuros masivos. Sin embargo, no se han encontrado cuerpos de sulfuros masivos propiamente dichos. En rocas equivalentes a la Fm Tireo en Haití (La Mine y Terrier Rouge Series) hay citadas mineralizaciones masivas polimetálicas con *cherts* suprayacentes (Nicolini, 1977). En el informe del BRGM (1980) se describen abundantes diseminaciones y *stockworks* con piritita formando lentejones en tobas ácidas sericitizadas y silicificadas. El indicio más importante son Loma Viejo Pedro, Jengibre, Gajo de Mano Javier, Gajo del Tetero y el Gajo de la Peñita, donde una secuencia de tobas ácidas con jaspes tienen piritita con algo de esfalerita diseminadas o en venillas. Los contenidos en oro son bajos, entre 0.1 y 0.5 ppm. A unos 2.3 km al sur hay algunas lentes decamétricas de barita con valores de Au de unos 2.7 g/t. Los valores de Ag son

también localmente elevados en la Fm Tireo (NU, 1978), pero se tienen pocos datos al respecto.

No hay evidencias de minería en estos indicios y sólo hay algunas pequeñas labores superficiales de exploración en los más importantes.

#### 7.1.1.3. Mineralizaciones en filones y zonas de cizalla dentro de la Fm Tireo

Mucho más importantes que las diseminaciones anteriores son las mineralizaciones ligadas a estructuras filonianas y bandas de cizalla, que presumiblemente removilizan y reconcentran las diseminaciones estratoides de sulfuros. En relación espacial con estas concentraciones y agrupados en la hoja 5972-I, hay varias unidades de pequeños indicios de cobre, que han sido intensivamente estudiados (BRGM, 1980; BGR, 1988 y JICA, 1986). Las leyes puntuales son muy elevadas, hasta el 10-15%Cu, pero las pequeñas dimensiones hacen que no tengan mucho interés económico. No parece haber una dirección predominante para los filones. Entre ellos, los principales se concentran en las zonas de El Gramoso (7), Hato de los Rodríguez (6), Río Grande (13), Limoncito (10), Los Vallecitos (8), Sabana (5), Alto de Marciliano-La Tajasera (3) y Pinar Bonito (11). Los primeros corresponden a zonas mineralizadas en estructuras de cizalla mientras que el último agrupa a varios filones aparentemente extensionales. Todas estas mineralizaciones encajan en rocas básicas, formadas fundamentalmente por coladas e hialoclastitas asociadas y rocas piroclásticas y epiclásticas, que son las encajantes de las mineralizaciones estratoligadas, sugiriendo que las situadas en filones y zonas de cizalla son producto de la removilización hidrotermal proximal de aquellas.

Las estructuras filonianas son muy abundantes en las cercanías de Pinar Bonito (núm.11). Aquí aparecen como pequeños filones cm y como *stockworks* encajados en coladas de rocas máficas y depósitos volcanoclásticos asociados. Estas rocas tienen una intensa espilitización y superpuesta a ella hay una banda de unos 12-14 m de sericitización. Dentro de ésta hay estructuras filonianas extensionales de potencia cm y direcciones N-S y NE-SO. En detalle, los filones están dentro de una zona de intensa silicificación de varios cm de potencia; esta alteración es mucho más intensa cuando en lugar de filones hay zonas de *stockwork*. La roca alterada tiene abundante piritita pero la mineralización se encuentra en el relleno filoniano como granos discretos de esfalerita, calcopirita y galena. Hay una intensa alteración supergénica de la roca alterada que llega hasta los 2 m de profundidad y da lugar a la formación de abundante goethita con malaquita, azurita, calcosina, bornita, marcasita y covellina. Las labores se reducen a una pequeña zanja.

Las mineralizaciones ligadas a estructuras de cizalla son mucho más abundantes y a lo largo del Río Grande hay abundantes ejemplos pero de pequeño tamaño. El ejemplo más representativo es el indicio 13, en el que a lo largo del cabalgamiento de unos pórfidos ácidos sobre rocas masivas de la Fm Tireo se desarrolla una intensa alteración

hidrotermal con sulfuros (pirita y calcopirita muy accesoria) diseminados. Del mismo tipo parecen ser los abundantes filoncillos con silicificación y sericitización omnipresentes en el área. Todos estos filones parecen ser sintectónicos en cuanto que suelen ser paralelos a estructuras tectónicas y frecuentemente están deformados.

Sin embargo, son muy distintas las mineralizaciones ligadas a grandes bandas de cizalla de desgarre o extensional dentro de la Fm Tireo; la mayor parte de los indicios se encuentran en las rocas básicas y muy raramente lo hacen en las ácidas. Hay abundantes indicios tales como los situados en las zonas de El Gramoso, Hato de los Rodríguez y otros muchos en la zona de Las Cañitas. Han sido extensivamente estudiadas por el BRGM (1980) y la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA, 1986), que han realizado cartografías de detalle, campañas de prospección geoquímica, sondeos y trincheras. En la zona de El Gramoso (núm.7) hay 22 afloramientos de filones en un área de 3 km<sup>2</sup> y en el Hato de los Rodríguez (núm.6) 6 filones distintos. En Sabana (núm.5) hay 12 afloramientos, incluyendo algunos diques microdioríticos con mineralización diseminada. Aparecen con afloramiento continuo de hasta 400 m y potencias de 1-2 m, con direcciones bastante variables, fundamentalmente NO-SE. Se caracterizan por una intensa cloritización de la roca encajante, dando lugar a clorititas masivas que jalonan las estructuras mineralizadas. La mayor parte de la roca hidrotermal reemplaza a la roca encajante y sólo localmente hay rellenos hidrotermales. En el núcleo de las estructuras hay zonas silicificadas, con brechas hidrotermales y rellenos de tipo crustiforme o en peine. La mineralización, fundamentalmente formada por pirita y calcopirita con algo de esfalerita y cobres grises, se encuentra diseminada en las clorititas o en venillas o huecos mm en la zona de cuarzo. Las leyes son muy irregulares, localmente las leyes son del hasta 10-15% Cu y hasta 2.7 g/t Au. Sin embargo, los contenidos medios de Au y Ag son siempre muy bajos. La alteración supergénica es poco profunda aunque muy intensa y da lugar a masas de goethita con malaquita, azurita, calcopirita, calcosina, covellina, bornita y marcasita.

Estas estructuras suelen presentar una cierta filonitización y tienen todas las características de las bandas de cizalla, con una deformación gradual y desarrollo de planos internos de tipo S-C y de tipo Riedel y de tensión en las zonas menos deformadas que sugieren un movimiento de tipo extensional o direccional.

En las cercanías de estos indicios hay abundantes pórfidos tonalíticos en pequeños *stocks* y diques, por lo que se han interpretado como de tipo epitermal. Sin embargo, la alteración clorítica de alta temperatura, la relación con estructuras de cizalla, la alta relación Cu/(Zn+Pb), los bajos contenidos en Au-Ag-Te y la ausencia de minerales típicos de ebullición, como cuarzo en peine o carbonatos o feldespatos sugieren que no son mineralizaciones epitermales. Estas estructuras son similares a las que se encuentran en el basamento del Macizo Hercínico y que a veces tienen concentraciones elevadas de Cu-Zn. Se interpretan como estructuras hidrotermales tardiorogénicas ligadas al desarrollo de una tectónica transpresiva o al colápsa del orógeno que han canalizado una importante actividad hidrotermal.

En el estudio del BRGM (1980) se citan pequeñas anomalías de níquel (hasta 200 ppm) en la zona de la cañada de El Manaclar y en el Arroyo del Gajo Malo, que no han podido ser explicadas.

#### 7.1.1.4. Diseminaciones en zonas de alteración hidrotermal

El proyecto JICA (1996) descubrió durante los trabajos de campo, alteraciones hidrotermales equivalentes a las de los pórfidos cupríferos en la vertiente este del Pico Duarte (núm.2). Hay abundantes afloramientos con intensa alteración hidrotermal y supergénica en una amplia área. La roca caja está intensamente silicificada y, en menor grado, cloritizada y sericitizada. Parece haber una cierta zonación con un núcleo de clorita y cuarzo rodeado por una zona de clorita, cuarzo y sericita. La zona interna es la más mineralizada y localmente hay venillas de cuarzo con formas de *stockwork*. La mineralización diseminada o en las venillas de cuarzo, consiste en calcopirita, bornita y molibdenita, muy alterados supergénicamente. Los contenidos varían entre 0.6 y 1.52%Cu, 0.4-0.7 g/t Au y 7-12 g/t Ag.

En la zona de Las Cañitas también hay rocas ígneas con sulfuros diseminados. Los trabajos del BRGM (1980) citan en el Alto de Marciliano (núm.3) y Arroyo La Fortuna (núm.5) la presencia de pórfidos dacíticos y diques microdioríticos con intensa alteración hidrotermal (silicificación ± cloritización) y diseminación de sulfuros, principalmente pirita.

#### 7.1.2. MINERALIZACIONES DE MANGANESO

En la Hoja de Padre Las Casas (6072-III) hay dos indicios (Monte Frío y Los Guayuyos, núms.1 y 4) que corresponden a pequeñas explotaciones de manganeso, donde había leyes de entre 23 y 35%Mn. Son cuerpos estratiformes de dimensiones hasta hectométricas y potencias de entre 3 y 6 m que forman dos niveles intercalados entre jaspes ligados a rocas volcánicas ácidas con capas de calizas. Están compuestos por óxidos de manganeso (psilomelana, pirolusita y litioforita) y hierro. Las dimensiones del conjunto son de aproximadamente 3 km de largo por 15 a 20 m de ancho.

Por comparación con sistemas similares probablemente corresponden a la alteración supergénica de concentraciones de silicatos y/o carbonatos de manganeso formadas en pequeñas cuencas oxidantes de baja temperatura. El interés de estas mineralizaciones radica en que se suelen formar en cuencas equivalentes a las que dan lugar a los sulfuros

masivos y en que a veces los jaspes ligados a óxidos de manganeso pueden tener leyes significativas en oro.

### 7.1 3. MINERALIZACIONES DE METALES PRECIOSOS

En la zona hay dos indicios de metales preciosos, Centenario (15) y La Ceiba (14). Son estructuras filonianas de dirección variable y encajadas en la Fm Tiro. El indicio 15 (Centenario) encaja en rocas masivas (lavas) y epiclastitas de composición andesítica, aunque está situado cerca de pequeños intrusivos de composición dacítica y riolítica, todos ellos pertenecientes a la Formación Tiro; en la serie hay intercalados niveles de chert. La mineralización encaja en una estructura frágil de dirección N0-5°E subvertical que se reconoce a lo largo de 600 m y con una potencia muy irregular entre algunos cm y casi 10 m. Las salbandas muestran una fuerte alteración hidrotermal. Hay una intensa silicificación y, en menor escala, sericitización, carbonatización y piritización. No hay casi alteración supergénica.

La mineralización, con pirita dominante y contenidos más accesorios de calcopirita, esfalerita y sulfosales se encuentra diseminada o en masas hasta cm dentro del cuarzo, la barita y la calcita del relleno filoniano, que consiste en una brecha soportada por los clastos que son heterolíticos (cuarzo de grano fino, caliza silicificada y roca ígnea), angulosos y heterométricos (1 mm a 5 cm). El relleno de cuarzo es de textura muy variable, desde cuarzos en peine de grano grueso y alta temperatura a agregados de grano muy fino (jasperoide). Los valores más elevados de oro y plata se encuentran en las zonas brechificadas, en relación con los sulfuros. El oro es de grano fino.

Las labores mineras son casi inexistentes y se reducen a una pequeña corta de exploración. La concesión actual se denomina El Higo. Los primeros indicios fueron descubiertos durante una campaña de prospección llevado a cabo por la Cia Battla Mountain / Canyon en 1991. Entre 1991 y 1997 Minero Española ha llevado a cabo un extenso programa de investigación, que incluye la geología de detalle, demuestre de rocas, muestras de canal, magnetometría, polarización inducida (resistividad) y un total de 6563.8 metros de sondeos. Se han registrado valores puntuales de hasta 300 g/t Au y medias de 5-10 g/t Au sobre varios metros de sondeo en las estructuras hidrotermales. Los valores de plata son inferiores a los de oro, con un ratio global Au/Ag de aproximadamente 20/1.

Como resultado de esta investigación, se ha delimitado una zona de 200 por 250 metros y unos 50 m de profundidad con unos recursos geológicos de 6 Mt con una media de 2-3 gramos de oro por tonelada. Es de esperar que una vez que se resuelvan los problemas de tipo ambiental ligados a la apertura de la mina, unido a una más que previsible recuperación del precio de los metales preciosos, sea posible que el depósito de El Centenario pase a la fase operativa de desarrollo minero.



El indicio de La Ceiba (14) se reduce a pequeñas zonas de alteración hidrotermal, probablemente ligadas a una estructura de dirección N35-40°E que corta a rocas máficas e intermedias masivas y volcanoclásticas de la Fm Tireo. Hay una intensa alteración hidrotermal con una silicificación interna rodeada de cloritización y piritización irregulares. La mineralización se concentra en las zonas cloritizadas o en pequeñas masas de brechas hidráulicas cementadas por cuarzo y consiste exclusivamente en pirita con pequeñas trazas de calcopirita.

Finalmente, hay varias citas de mineralizaciones epitermales Cu-Au-Ag en la Fm Tireo (Lewis et al., 1991), aunque no ha sido posible visitar ninguna de ellas. También el informe del BRGM (1980) cita la presencia de filones de cuarzo pobres en sulfuros y con contenidos en Au hasta de 1 g/t.

Una de las peculiaridades metalogenéticas de la isla de Española es la existencia de abundantes depósitos aluvionares de oro. Muchos de ellos se encuentran situados abajo de los afloramientos de la Fm Tireo, por lo que se supone que la erosión de ésta es la fuente del oro (Naciones Unidas, 1978). En la zona de Constanza estas no parecen que tienen la importancia que tienen en áreas cercanas.

#### 7.1.4. DEPÓSITOS DE CAOLÍN.

El único depósito de caolín corresponde a una explotación, Mina Tamarindo (núm.9). El caolín se encuentra en masas subhorizontales de hasta 5-10 m de potencia, casi monominerales (sólo con inclusiones de máficos cloritizados) remplazando a una tonalita porfídica, que posiblemente corresponda al grupo de tonalitas de grano grueso porfídicas y datadas en  $55\pm 2$  Ma (Paleógeno). Forma varios cuerpos superpuestos y conectados por estructuras subverticales de dirección N5°E y de potencia métrica en las que el caolín coexiste con cuarzo.

## **8. BIBLIOGRAFÍA**

### **BIBLIOGRAFIA**

#### **Literatura:**

ANSCHUTZ OVERSEAS CORPORATION ed. (1982): Final well report Candelon No. 1, Dominican Republic.- 3 pp, 9 att.; Denver

ARICK, M.B. (1941—a): Reconnaissance geology of the Banica, Sabana Mula and Yabonico mosaics, including the Dominican portion of the Banica structure.- Rep. no publ.: 9 pp, 8 fig.; New York.

ARICK, M.B. (1941—b): Annual report of Geological Department-34 pp; New York

BARNETT, J. E. (1941): Report of semi detailed geology of mosaics No. 28 (Sabana Yegua), and No. 29 (Río Mijo), Dominican Republic.- 7 pp; New York.

BERMUDEZ, P. J. (1949—a): Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic.- Creóle Petroleum Corporation, Standard Oil Company (ed.): 37 pp. 6 fig.

BERMUDEZ, P.J. (1949-b): Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Lab. Foram. Res, Spec. Publ., 25: 322 pp, 6 fig., 26 lám.; Bridgewater.

BOLD, W. A. VAN DEN (1974): Neogene of Central Haiti.-American Assoc. Petr. Geol., Bull., 58: 533-539, 6 fig.

BOLD, W. A. VAN DEN (1975): Neogene biostratigraphy (ostracoda) of Southern Hispaniola.- American Paleont. Bull., 66: 549-639, 19 fig., 15 tab., 5 lám.; Ithaca

BOWIN, C. (1975): The Geology of Hispaniola.-in: NAIRN, A.E.M. &

STEHLI, F.G. (ed.): The Ocean Basins and Margins, 3: 501-552, 9fig., 3 tab.; New York (Plenum Publish. Comp.)

BREUNER, T. A. (1985): The geology of the Eastern "Sierra de Neiba", Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no pub.: 130 pp. 1 mapa; Washington.

BREUNER, T. A. (1985): Geología de la Sierra de Neiba Oriental, República Dominicana.- Tesis no publ., en partes traducida por LONGO, F. G., Santo Domingo.

BUTTERLIN, J. (1956): La Constitution géologique de la structure des Antilles.- 453 pp, 24 fig.; París.

BUTTERLIN, J. (1960): Géologie générale et regional de la République d'Haiti.- Inst. Hautes Etudes Amerique Latín, VI, Travaux et Mem.: 194 pp, 17 fg. 15 tab., 18 lám., 1 mapa; París.

BUTTERLIN, J. (1977): Géologie stnicturale de la Región des Caribes.-259 pp; París (Masson)

BUTTERLIN J., RAMÍREZ, R. & HOFFSTETTER, R. (1956): Ile d'Haiti Hispaniola et iles adjacents.- Lex. Strat. Intern., V (2b): 353-414;París.

CASTILLO, F. F. (1987): Informe geológico preliminar de la hoja topográfica No. 5972— II, San Juan.-111 pp, 7 map., 8 an.; Santo Domingo.

CHEILLETZ, A. & LEWIS, J. F. (1974): Contribution a l'étude de la bordure meridionale du Massif du Nord, Nordeste d'Haiti. VII Conf. Geol. Caraibes: 243-247 pp

CLAURE, M. et al. (1981): Inventario minero, información de mineralizaciones visitadas. Proyecto Dom/78/004.- Dirección General de Minería (ed.), Informe no publicado: 1 mapa; Santo Domingo

COOPER, J. C. (1983): Geology of the Fondo Negro Región, Dominican Republic.- Univ. New York, Tesis no publ.: 145 pp. 36 fig., 3 lám.; New York

DE LEÓN, O.R. (1983-a): Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región Suroeste.- Museo Nac. Hist. Nat., Publ. Esp., 4: 22 pp; Santo Domingo

DE LEÓN, O.R. (1984): Geología del PLANIACAS (Plan Nacional de Investigación, Aprovechamiento y Control de Aguas Subterráneas).-Recursos Hidráulicos, VI (14): 7-13; Santo Domingo

DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA (DGM) ed. (1984): Formaciones del Suroeste de la República Dominicana.-500 pp; Santo Domingo.

DOHM, C. F. (1941-a): The geology of the Azua - Enriquillo Basin áreas covered by aerial mosaic 7, 14, and 15, Dominican Republic.-8 pp; New York

DOHM, C. F. (1941—b): The Comendador Anticline, República Dominicana.- 13 pp; New York.

DOHM, C. F. (1942): The geology of the Sierra de Neiba and Valle San Juan and Enriquillo in mosaic áreas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32, and 33, Dominican Republic.- 14 pp.

DORREEN, J. M. (1979): A recorrelation of Miocene Formations in the Dominican Republic.-J. Petrol. Geol., 2 (1): 47 —54, 4 fig.

ELLIS, G.M. (1980): Aportes geológicos de la exploración petrolera en la República Dominicana.- 9a. Conf. Geol. Caribe, Mem. 1: 333-338; Santo Domingo.

GARCÍA, E. (1984): Geología General de la República Dominicana. -Trab. Univ. San Luis Potosí , Tesis no publicada: 204 pp, 16 fig., 3 an.; San Luis Potosí.

GARRIGA, H. (1974): Geología general y posibilidades petrolíferas en la República Dominicana.- COMP. REFINADORA PETRÓLEO AZUANA (CORPA); Report no publicado: 89 pp; Santo Domingo.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (1972-a): Proyecto Yaque del Sur - Valle de Neiba.- Informe de avance: 128 pp, 61 fig., 15 tab., 2 an.; Roma

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (1972—b): Presa de Quita Coraza.-Informe de avance: 34 pp, 8 fig., 6 fotos, 8 mapas; Roma.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (197 2-c): Presas en los ríos Los Baos y Jura. Informe de reconocimiento.- 15 pp, 4 fig., 1 mapa; Roma

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (1983): Plan Nacional de Investigación, Aprovechamiento y Control de Aguas Subterráneas, IV: 220 pp, 23 fig.; Santo Domingo.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) & METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) ed. (1984): Report on Geológica! Survey of Las Cañitas Área, Dominican Republic. Phase I.- 62 pp, 22 fig., 8 tab., 18 mapas; Tokio

LEWIS, J. F. (1980—a): Cenozoic tectonic evolution and sedimentation in Hispaniola.- 9a. Conf. Geol. Caribe, Mem., 1: 65—73, 4 fig.; Santo Domingo.

LEWIS, J. F. (1980—b): Resume of the geology of Hispaniola.- 9a Conf. Geol. Caribe, Libr. Guía: 5-31, 2 fig., 2 tab., Santo Domingo.

LLINAS, R. A., RODRÍGUEZ, T. & HAY-ROE, H. (1980): Geology and road - log of a section through the Enriquillo and Azua Basins.-9a. Conf. Geol. Caribe, Libr. Guía: 125 - 138, 10 fig.; Santo Domingo.

LONGO, F. G. (1986): Informe geológico preliminar de la hoja topográfica No. 5972—III, Derrumbadero; 91 pp, 20 fig., 1 mapa, 1 an.; Santo Domingo.

MACDONALD, W. D. & MELSON, W.G. (1969): A late cenozoic volcanic province in Hispaniola.- Carib. J. Sci., 9 (3—4): 81—91, 6 fig., 2 tab.; Mayaguez.

MANN, W.P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola.- Univ. New York, Tesis no publ.: 688 pp, 129 fig., 19 tab., 5 placas, 17 an., 7 mapas; Albany.

MASCLE, A., BIJU-DUVAL, B., BIZON, G., MULLER, C., SAUNDERS, J., JUNG, P. & GEISTER, J. (1980): Tertiary sequences South of the Cordillera Central, -9a Conf. Geol. Caribe, Libr. Guía: 107 - 123, 13 fig.; Santo Domingo.

MICHAEL, R. C. (1979): Geology of the Southern-Central flank of the Cordillera Central and the adjacent portions of the San Juan Valley between Rio San Juan and Rio Yacahueque, Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no publ.: 162 pp, 25 fig. 1 mapa; Washington.

MILLAR, G. (1970): Geology report: Temporero Canal, San Juan de la Maguana: 15 pp;

MARCANO, E. DE J. (1984): El Conglomerado Bulla- Museo Nac. Hist. Nat., Public. Esp., 1: 16 pp, 11 fig.; Santo Domingo.

MONSAINGEON, A. & SALMÓN, P. (1980): Porción sur Cordillera Central: Cortes estratigráficos.- 22 pp, 11 fig.: Santo Domingo.

MORROBEL, A. R. (1986): Informe geológico de la hoja topográfica No. 5972—IV, Pedro Corto.- 140 pp, 1 an., 1 mapa; Santo Domingo.

NEMEC, M. C. (1980): A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean.- 9a. Conf. Geol. Caribe, Mera., 1: 23-34, 13 fig.; Santo Domingo.

NORCONSULT ed. (1983): Petroleum exploration appraisal.- Dominican Republic, Vol. 1: 79 pp, 56 fig., 8 tab., 39 an., 2 ap.; Sandvika.

PHILLIPPI, W. H. (1941): Report of detailed geology of mosaics No. 30 (San Juan) and No. 31 (Pedro Corto), Dominican Republic: 6 pp, New York.

QUEZADA, M. J. M. & PALAFOX, R. H. (1983): Trabajos de evaluación diagnóstico del potencial petrolero de la República Dominicana.- 96 pp, ap. Santo Domingo.

SAUNDERS, J. B., JUNG, P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Neogene paleontology in the Northern Dominican Republic, 1. field surveys lithology, environment and age.- American Paleont, Bull, 89 (323): 79 pp, 39 fig., 4 tab., 9 lám., ap.; Ithaca.

SCHUBERT, C. & MEDINA, E. (1982): Evidence of Quaternary glaciation in the Dominican Republic: some implications for caribbean paleoclimatology.- Palaeogr., Paleoclimatol, Paleoecol., 39: 281- 294, 2 fig., 2 tab.; Amsterdam

SECRETARIA DE ESTADO DE AGRICULTURA ed. (1984): Estudio de suelo del Valle de San Juan de La Maguana, clasificación y aptitud para uso manejo.-178 pp, 50 tab, 25 fig., 4 mapas; Santo Domingo.

SIEVERS, W. (1898): Richard Ludwig's Reisen auf Santo Domingo 1888/1889.- Z. Ges. Erdk. Berlín, 33: 302 - 354, II lám.; Ber-lin.

SMITH, A.E. (1977): Geológica! and geophysical investigation of petroleum exploration potential, San Juan Basin contract área, Dominican Republic.- 44 pp, 7 ap., 20 an.; Dallas

SUPERIOR OIL COMPANY ed. (1981): Dominican Republic, Charco Largo No. 1, well completion report.- Internal report: 33 pp, 6 app.

THOM, M. (1970): Geomorphic and structural studies in Hispaniola using Landsat, Skylab and low- altitude aerial photographs.- univ. George Washington, Tesis no publ.: 98 pp, 20 fig., 1 mapa; Washington.

TINEO, J. A., DÍAZ, R. A., TAVERAS, C. F. & BLOISE, G. (1982): Estudio geológico y fotointerpretación de la zona entre El Cercado y Hondo Valle (Sierra de Neiba).- Tesis no publ., Univ. Cat. Madre y Maestra: 56 pp; Santiago.

TRAINEAU, H. & WESTERCAMP, D. (1980): Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana, estudio de reconocimiento.- 39 pp, 1 fig. Orleans, Quito.

VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P., & CALKINS, F. C. (1922): Un reconocimiento geológico de la República Dominicana.-

Serv. Geol. Rep. Dom.; 1: 302 pp., 23 lám.; Washington - repr.: Editora de Santo Domingo (1983): Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos, Inc., vol. 18; Santo Domingo.

VESPUCCI, P. (1980): Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of Hispaniola.- 9a Conf. Geol. Caribe, Mem., 1: 379 - 389, 14 fig., 1 tab.; Santo Domingo.

WALLACE, M. H. (1945): Stratigraphy of the pre-Oligocene rocks of the Azua basin, Dominican Republic.- 24 pp; New York

WALLACE, M. H. (1947): A review of the Stratigraphy of the Enriquillo Basin, Dominican Republic.- 12 pp.; New York

WARREN, K. A. (1977): Gravity and magnetic data from San Juan Basin of Dominican Republic.- 9 pp; Dallas

WEEKS PETROLEUM ed. (1979): Geology and geophysical evaluation of the San Juan Basin, Dominican Republic.- 15 pp, 6 fig., 11 an.; Wesport.

WEYL, R. (1939): Sobre geología de la Cordillera Central de Santo Domingo (Zur Geologie der Cordillere Central von Santo Domingo).- Deutsch-Dominikan. Topenforsch. Inst, Veröffentl., 1:128-133, 17 lám.; Jena

WEYL, R. (1948): Geología histórica de la Cordillera Central de la isla de Santo Domingo y su posición en el arco de las Antillas. -Soc. Mex. Geogr. y Estadist., Bol. 66; 433—452, 6 fig.; México.

WEYL, R. (1966): Geologie der Antillen.- Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, 4: 410 pp, 124 fig., 48 tab., 24 lám.; Berlín (Gebr. Borntraeger)

## **MAPAS GEOLÓGICOS:**

BREUNER, T. A. (1985): The geology of the Eastern "Sierra de Neiba", Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no publ.: 130 pp, 1 mapa; Washington  
BUREAU DU RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES

(BRGM) ed. (1980): Mapa - Fotogeológico de la Hoja de San Juan de Herrera, esc. 1:50,000; Santo Domingo.

CARIBOIL CORPORATION ed. (1978): Area of contract for petroleum operations in the Dominican Republic between the Dominican State and the CARIBOIL CORPORATION; 1 mapa 1: 50,000; Dallas

CLAURE, M. et al. (1981): Inventario minero, información de mineralizaciones visitadas. Proyecto Dom/78/004.- Dirección General de Minería (ed.), Informe no publ.: 1 mapa esc. 1:50,000; Santo Domingo.

DE LEÓN, O. R. (1983—b): Mapa Geológico de la región Suroeste de la República Dominicana; INDRHI (ed.): Atlas Geológico de la República Dominicana 1:250,000, mapa preliminar, esc. 1:100,000; Santo Domingo.

DOMINICAN SEABORD OIL COMPANY ed. (1941): Geological Map of aerial mosaic No. 16, 17, 20 - 23, 28- 31, 35 and 36, esc. 1:20,000; Ciudad Trujillo (Santo Domingo)

GUERRA, P. F., PUIG, J.B., ROBELES, R. R. & SALAS, G. P. (1954/55): Interpretación Geológica del mosaico fotográfico aéreo, Estado Dominicano, Comisión de Fomento, Departamento del Petróleo, Exploración, Fotogeología: 1 mapa, esc. 1:200,000; México.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRAULICOS (INDRHI) ed. (1972—a): Proyecto Yaque del Sur-Valle de Neiba.- Informe de avance: 128 pp; Roma.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRAULICOS (INDRHI) ed. (1983): Plan nacional de investigación, aprovechamiento y control de aguas subterráneas, IV: 220 pp, 23 fig.; Santo Domingo.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) & METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) ed. (1984): Report on Geological Survey of Las Cañitas Área, Dominican Republic. Phase I.- 62 pp, 22 fig., 8 tab., 18 mapas; Tokio.

MACDONALD, W. D. & MELSON, W. G. (1969): Álate cenozoic volcanic province in Hispaniola.- *Carib. J. Sci.*, 9 (3—4): 81—91, 6 fig., 2 tab., 2 mapas, esc. 1:110,000 2 tab., Mayagüez.

MICHAEL, R. C. (1979): Geology of the Southern-Central flank of the Cordillera Central and the adjacent portions of the San Juan Valley between Rio San Juan and Rio Yacahueque, Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no publ.: 162 pp, 25 fig., mapa, esc. 1:50,000; Washington.

RODRIGUEZ, T. R. (1983): Carta Geológica de la República Dominicana, 1:200,000, Proyecto DOM 78/004 "Fortalecimiento Institucional a la Dirección General de Minería", Naciones Unidas P.N. U.D. y Dirección General de Minería; Santo Domingo.

ZOPPIS, R. (1969): Atlas Geológico y Mineralógico de la República Dominicana, esc. 1:250,000; Santo Domingo