



**MEMORIA GEOLÓGICA  
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA  
ESCALA 1:50.000**

**MEMORIA GEOLÓGICA**

**PEDRO CORTO  
(5972-IV)**

**Santo Domingo, R.D. Trimestre Enero-Marzo 2016**

La presente hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto Pasantía Supervisada II, Coordinada y supervisada por el Servicio Geológico Nacional (SGN), como complemento al Programa SYSMIN de Desarrollo Geológico-Minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024). Ha sido realizada en el período Enero/ Marzo 2016, por Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPESA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

#### **CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

- Ing. Ramón Antonio Morrobel Rodríguez (DGM)

#### **COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA**

- Dres. Mollat, M.; Ramírez, I.; Toloczyki, M. (1988)

#### **SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS**

- Dres. Harms, F. J. Mollat, M.; Ramírez, I.; Toloczyki, M.

#### **MICROPALAEONTOLOGÍA**

- Dr. Cepek, P. (1985-1988)

#### **PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS**

- Dres. Abramova, M., Thun, St.

-ings. Lebrón, M. y Verdejas, E.

#### **PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS**

- Dres: Becker, A., Harms, F. J

-Ings: Acevedo, R., Castillo, F., Díaz, M., García, E., Longo, F., Morrobel, R., Nieto, M. y Ramírez, I.

#### **GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA**

- Ing. García, E

-Dr. Harms, F. J

#### **GEOMORFOLOGÍA**

- Ing. Hernández, E.

#### **MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS**

- Ing. Portorreal, E.

#### **DIRECTOR DEL PROYECTO**

- Dr. Eberle, W. y Tavares, I.

#### **SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL**

- Dr. Santiago Muñoz

- Ing. Vera Cedeño Pérez.

- Ing. Jesús Rodríguez

- Edwin Alfredo Monción. UTECO - SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

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

Se pone en conocimiento del lector que en el Servicio Geológico Nacional existe una documentación complementaria de ésta Hoja y Memoria, constituida por: - Muestras y sus correspondientes preparaciones - Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras - Mapas de muestras.

- Álbum de fotos

Para la elaboración de esta memoria se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja geológica del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta

**- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta - Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Cuadrante San Juan (5972) Proyecto Cooperación Dominico – Alemán – II. Mapas a escala 1:100.000 y Memoria adjunta; y los siguientes Informes Complementarios - Informe Sedimentológico del Proyecto - Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas.**

**RESUMEN**

La Hoja geológica de Pedro Corto (5972 IV), se sitúa a 210.20 km, al Suroeste de la Capital, en el ámbito de la Cordillera Central de la República Dominicana. Se trata, por tanto, de una región medianamente montañosa ocupada mayoritariamente por basalto alcalino denso, parcialmente porfírico; de color gris a negro; frecuentemente escorias y bombas. De cronoestratigrafía Cuaternario indiferenciado y de génesis rosca volcánica y además basalto de estructura glomeroporfírica y amigdaloidal; de color gris a negro; y pillow lava, brecha volcánica, toba lapilli y toba microcristalina con cronoestratigrafía perteneciente al paleógeno indiferenciado y de génesis rocas volcánicas submarinas.

En contacto con las rocas volcánicas y volcánicas submarinas afloran conglomerado grueso poligomícticos, alternado con capas de arenisca, arcilla, caliza nodular; hacia el Sur clastos más finos y yeso (perteneciente a la Formación Geológica Arroyo Seco), con cronoestratigrafía del Pleistoceno –Plioceno y de génesis molasa (lagunar).

**ABSTRACT**

Sheet Pedro Corto (5972 IV), is located at 210.20 km southwest of the capital, in the area of the Central Cordillera of the Dominican Republic. It is therefore a fairly mountainous region mostly occupied by partially PORFIRICO dense alkaline basalt; gray to black; frequently slag and bombs. Undifferentiated Quaternary volcanic thread chronostratigraphy and basalt genesis and also glomeroporfiritica and admidgaloidal structure; gray to black; and pillow lava, volcanic breccia, lapilli tuff and tuff microcrystalline chronostratigraphy belonging to undifferentiated genesis Paleogene and submarine volcanic rocks.

Contact with volcanic rocks and underwater volcanic outcropping conglomerate poligomíctico thick alternating with layers of sandstone, clay, nodular limestone; southwards finest and gypsum clasts (belonging to the Geological formation Arroyo Seco) with chronostratigraphy -Pliocenos Pleistocene molasse and genesis (lagoonal)

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>9</b>
<b>1.1 Metodología</b> .....	<b>9</b>
<b>1.2. Situación geográfica</b> .....	<b>10</b>
<b>1.3. Marco Geológico</b> .....	<b>11</b>
<b>1.4. Antecedentes</b> .....	<b>14</b>
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>16</b>
2.1. Rocas acidas filonianas (1). .....	16
2.2. Calmilonita (2) .....	17
<b>2.3. Cretáceo</b> .....	<b>17</b>
2.3.1 Formación Tireo .....	17
2.3.2. Formación Tireo Inferior. Rocas volcanoclastica tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas andesiticas. (3). Cretáceo Superior. K2.....	21
2.3.3. Formación Tireo. Coladas de riolitas y riolitas con intercalaciones andesíticas (4). Cretáceo Superior. K2.....	23
2.3.4. Formación Tireo. Vulcanitas ácidas-intermedias con predominio de brechas (5). Cretáceo Superior. K2.....	23
2.3.6. Forma. Tireo (7). Tobas, brechas y rocas volcanoclasticas andesitica-daciticas .....	25
2.4.1. Formación Trois Rivieres .....	26
2.4.2. Formación Trois Rivieres, Margas y areniscas (8). .....	27
2.4.3.. Formación Trois Rivieres, Unidad de Bois de Laurence. Calizas micríticas y margas rojizas (9). Cretácico Superior, Campaniano- Maestrichtiano. K2 .....	28
<b>2.5 Terciario</b> .....	<b>29</b>
2.5.1. Forma Ventura.(10) Alternancia de margas,lutitas y areniscas de grano fino.....	29
2.5.2. Formación Neiba. Calizas biomicríticas y brechas calcáreas (11). Basaltos vacuolares y brechas volcánicas (13). .....	31
2.5.3. Fm. Neiba.(12). Caliza microcristalina con nódulos de pedernal, de color blanco-crema..	33
2.5.4. Formación arroyo blanco. Facies arrecifal: caliza con intercalaciones de arena, calcarenísticas, conglomerado, caliza y a veces margas fosilíferas (14). Facies detríticas, conglomerado, arenisca, margas fosilíferas y capas de ostras. (17).....	35
2.5.5. Formación Sombrerito. Lutitas calcáreas con turbiditas calcareníticas y bioclásticas (15). .....	37

2.5.6. Formación Arroyo Blanco. Lutitas y conglomerados (16) .....	39
2.5.7. Fm. Arroyo Seco (18). Conglomerado grueso, poligomictico, alternado con capas de arenisca, arcilla, caliza nodular; hacia el sur clastos más finos y yeso .....	39
2.6. Cuaternario .....	43
2.6.1. Melange tectónico: bloques de la formación Tireo, Ocoa, Neiba, Sombrerito, Arroyo Blanco, Arroyo Seco y caliza de la Fm. Neiba.(19) .....	43
2.6.2. Basalto alcalino denso, parcialmente profirítico: de color gris a negro, frecuentemente escorias y bombas (20) Rocas Volcánicas Reciente .....	44
2.6.3. Pleistoceno- holoceno Abanicos aluviales y conos de deyección modernos. Grava, cantos, y arena (21) .....	44
2.6.4. Pleistoceno-Holoceno. Sedimentos de pendientes: Escombros /de cauce seco: cantos; grava y limo (22).....	45
2.6.4. Pleistoceno-holoceno. Terrazas fluviales, viejas y jóvenes así como también sedimentos del fondo del valle (depósitos de río). Grava, arena, cantos y limo (23, 24 y 25).....	46
3. Petrología. ....	48
3.1. Ígnea .....	48
3.2. Metamórficas .....	49
4. TECTÓNICA .....	51
4.1 Introducción. Contexto Geodinámico .....	51
4.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio .....	53
4.3 Estructura de la hoja .....	53
4.3.1 pliegues .....	53
4.3.2. Fallas.....	54
4.3.2. Discordancia .....	54
5. GEOMORFOLOGÍA.....	55
5.1. Análisis geomorfológico. ....	55
5.2. Geomorfología .....	55
5.3. Morfogénesis.....	56
5.3.1 Dominio Continental .....	56
5.3.2.1 Génesis Fluviales .....	56
5.3.2.1.1 Abanicos aluviales. ....	56
5.3.2.1.2 Terrazas Fluviales .....	57

5.3.2.2. Génesis de Pendiente.....	57
5.3.2.2.1 Mantos de Derrubio .....	57
5.3.2.2.2 Meseta Volcánicas.....	58
5.3.2.3 Dominio Marino .....	58
6. HISTORIA GEOLÓGICA .....	58
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	59
7.1 Recursos Hídrico.....	60
8. BIBLIOGRAFÍA.....	61



## 1. INTRODUCCIÓN

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

A tal fin, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA) ha realizado, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA) y la supervisión y control de calidad por parte del Servicio Geológico Nacional (SGN). Como continuidad para completar el levantamiento geológico el SGN y la UTECO, han firmado un convenio de cooperación denominado Proyecto de Pasantía Supervisada I y II, en Zona Suroeste, de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, como continuidad al programa SYSMIN, referenciado 7 ACP DO 024 y financiado en concepto de donación por la Unión Europea.

### 1.1 Metodología

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), año 1995.

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

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

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

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

## 1.2. Situación geográfica

La Hoja Geológica Pedro Corto (5972-IV), a escala 1:50.000, está ubicada en la zona centro occidental de la República Dominicana (Figura 1.1), distantes a unos 210.20 Km s., por carretera, desde Santo Domingo. La vía de acceso más cómoda en vehículo, es de Santo Domingo a Las Matas de Farfán (233 Km) por la carretera Sánchez (3 h) tomando desde allí la carretera que termina en Los Limones (unos 30 Km).



Figura 1.1 – Ubicación de la hoja de Pedro Corto (5972-IV) en el marco del proyecto.

La hoja ocupa una de las zonas más deprimidas del país, y está ocupada por unos pocos poblados en los que se practica una agricultura de supervivencia por el método de tumba

y quema en pequeños conucos, cuya explotación temporal o migratoria ha provocado la deforestación de parte de la Hoja. Los principales productos recogidos en la zona son los guandules, seguidos en menor medida por café, yuca y, sobre todo en las zonas de fondo de valle, algunos frutales, principalmente guayabas, mangos, naranjas y guineos, que por las difíciles comunicaciones de la Hoja, se dedican exclusivamente al autoconsumo. El Parque Nacional José del Carmen Ramírez ocupa el sector nororiental de ésta Hoja Geológica.

La red fluvial de la Hoja, intensamente encajada, está dominada por los ríos Joca, Yacabueque, Yabonico, Maguana y San Juan, éste último con sus afluentes San Pedro, Arroyo Limón y La Guama, existiendo, además, en la Hoja numerosos Arroyos, con aguas más o menos permanentes, que son afluentes de estos ríos.

Geomórficamente, la Hoja Geológica Pedro Corto, excepto en su borde sur, que constituye el límite con el Valle de San Juan, pertenece a la Cordillera Central, dentro de la cual se destaca en la mitad Sur la Sierra de Catanamatías. El tercio nororiental de la Hoja, cuenta con algunas elevaciones de más de 2000 metros, carentes de topónimo conocido y en el cuarto noroccidental destaca en altura las Lomas de Las Monterías del Joca, con alturas próximas a los 1600 metros.

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de los 18 y 24°C, con un claro gradiente de aumento de Norte a Sur. Las precipitaciones anuales medias crecen en sentido inverso entre los 970 y los 1800 mm/año. La vegetación es de tipo tropical húmedo en la mayor parte de la Hoja, si bien en la esquina suroccidental es de bosque seco subtropical con predominio de acacia espinosa.

### 1.3. Marco Geológico

El Proyecto de Pasantía Supervisada II, de Cartografía Geotemática en la República Dominicana, se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados que van desde: conglomerados continentales a abanicos turbidíticos, desde coladas de lavas y brechas volcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas etc. A todo esto hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, a su vez con importantes cortejos filonianos.

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

- En primer lugar por el carácter oceánico de la isla, al menos durante el mesozoico, asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno, sobre una zona muy activa de la corteza oceánica, sometida a procesos de subducción, provoca por un lado la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos y la consiguiente presencia de materiales volcanosedimentarios, y por otro la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y volcanosedimentarias de las Formaciones geológicas Duarte y Tireo. La propia naturaleza de las rocas extrusivas, unida a la escasa anchura de las plataformas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

-En segundo lugar, la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta productividad biológica de las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la Formación de Calizas Arrecifales y la acumulación en las aguas más profundas de potentes series de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es igualmente responsable de las altas tasas de meteorización que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos.

- En tercer lugar la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre transpresivo, que ha afectado a la isla desde su formación, y de forma más evidente desde el Paleoceno, va a dar lugar por una parte a una elevada tasa de denudación y por otra a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar asimismo a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la yuxtaposición en el espacio de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

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

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

- Dominio de la Cordillera Septentrional, limitado al Norte por el Océano Atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían en principio al denominado Bloque de Altamira de Zoeten (1988). En el área cartografiada, discordantemente sobre materiales marinos profundos del Cretácico Inferior, se encuentra una potente serie de carácter fundamentalmente turbidítico, con

episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.

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

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

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

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

- El dominio del Cinturón de Trois Rivières-Peralta está limitado al Sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie con un rango de edades entre el Cenomaniano y el Mioceno Inferior. Los materiales y facies representados son muy

diversos, con predominio de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyendo también materiales volcanosedimentarios, calizas pelágicas y de plataforma, e importantes depósitos sintectónicos.

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

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

Dentro de la presente Hoja geológica, los materiales representados y que se describen a continuación corresponden a los dominios de la Cordillera Central, del Cinturón de Trois Rivières-Peralta y del Valle de San Juan.

## 1.4. Antecedentes

Los antecedentes de estudios geológicos dentro de la presente Hoja Geológica Pedro Corto (5972-IV), son sumamente escasos y están limitados en gran parte a trabajos de carácter general, que abarcan un área extensa y sólo incidental o parcialmente se ocupan de aspectos de la geología de la Hoja. Vaughan et al., en 1921 publica el primer mapa geológico de la isla, en el que definen la mayoría de las Formaciones pre-oligocenas de la Hoja. Dohm, en 1943 realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 en que utiliza las unidades de Vaughan et al. (1921), redefiniendo la Formación Trinchera y definiendo las Formaciones Arroyo Blanco y Arroyo Seco, todas ellas pertenecientes al dominio del Valle de San Juan. Bermúdez (1949), en un estudio bioestratigráfico general de la República Dominicana define formalmente, las Formaciones Neiba y Sombrerito. En 1960 Butterlin refina las descripciones estratigráficas de Vaughan et al., aunque trabaja exclusivamente en Haití.

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas del dominio de Cordillera Central, es la tesis de Bowin (1960), de la Universidad de Princeton, "Geología de la Parte Central de la República Dominicana", no publicada hasta 1966, con el subtítulo de "La historia de parte de un arco de isla". En ella define las Formaciones Duarte, Maimón y Tireo, dentro del Cinturón Intermedio (Median Belt). Blesch (1967), realiza un mapa sintético a escala 1:250.000, en el que identifica por primera vez la presencia de materiales del Cretáceo dentro de la Hoja de Arroyo Limón (5973-II). En el mismo año MacDonald y Melson señalan la presencia en el Valle de San Juan de un vulcanismo

basáltico cuaternario, definiendo la Formación Bandera, para éstos materiales. En 1974 Cheilletz y Lewis trabajando en Haití, definen la falla de Los Pozos. En 1979 Michael identifica la presencia de Basaltos dentro de la Formación Neiba en la Sierra de Catanamatías, señalando la presencia en estos de estructuras “pillow”, indicativas de un origen submarino.

García y Harms (1988), publican el mapa geológico del Cuadrante de San Juan (5972), a escala 1:100.000, colindante con el Cuadrante Arroyo Limón (5973) en la parte noroccidental. Estos autores dividen la Formación Tireo en una secuencia inferior, con lavas de composición básica-intermedia, y una secuencia superior con predominio de vulcanismo ácido. Los materiales del dominio de Trois Rivières-Peralta adyacentes a la Hoja Geológica Arroyo Limón (5973-III), son atribuidos por estos autores a la Formación Ocoa, a la que atribuyen una edad Campaniano Superior-Paleógeno.

Draper y Lewis, en Mann et al. (1991a), publican un mapa de síntesis a escala 1:150.000 de la parte central de la República Dominicana en el que atribuyen los materiales del cinturón de Trois Rivières-Peralta, dentro de la Hoja de Arroyo Limón, al Grupo Peralta, al que asignan una edad Cretáceo Superior-Paleoceno, identificando también dentro de la Hoja de Pedro Corto (5972-IV), la presencia de materiales de la Formación Tireo, a la que asignan una edad Cenomaniano Superior-Campaniano medio. Estos autores asignan a la Formación Neiba una edad Eoceno Medio-Superior y cartografían la esquina Noreste de la Hoja como perteneciente al Complejo Duarte. En el mismo año se publica el mapa de síntesis de la isla escala 1:250.000 de Eberle y Mollat. Estos autores, dentro de la Hoja Arroyo Limón, además de materiales cuaternarios, cartografían cinco unidades que de más antigua a más moderna serían: una unidad de rocas magmáticas y volcanosedimentarias de tipo Tireo-Duarte, una intrusión tonalítica, encajada en la unidad anterior en la proximidades de Valencio, una unidad en facies flysch, ocupando el dominio de Trois Rivières-Peralta, a la que asignan una edad Cretácico Superior a Oligoceno Superior, una unidad carbonatada “tipo Neiba” a la que atribuyen una edad Eoceno Medio a Oligoceno Superior, y una unidad “tipo Sombrerito” a la que asignan una edad Oligoceno Superior-Mioceno Medio.

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

Para la elaboración de la presente cartografía se ha tenido en cuenta los datos de la geofísica aerotransportada, realizada en el marco del actual proyecto SYSMIN (García Lobón, 2004).

Aunque sin hacer referencia directamente a la Hoja Pedro Corto (5972-IV), algunas de las cartografías elaboradas en el marco del anterior proyecto SYSMIN, han aportado datos referentes a los materiales y unidades estructurales representadas en ésta Hoja (Gómez Sainz de Aja, 2000;. Gómez Sainz de Aja et al., 2000; Martín et al., 2000; Díaz de Neira,

2000; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta 2000 a y b). Una síntesis de los principales resultados científicos obtenidos en el marco del anterior proyecto SYSMIN puede encontrarse en Pérez-Estaún et al. Eds. (2002)

## **2. ESTRATIGRAFIA**

Se describe a continuación la estratigrafía de los materiales geológicos representados en la Hoja Geológica Pedro Corto (5972-IV), incluyendo los aspectos petrográficos de las rocas ígneas.

### **2.1. Rocas ácidas filonianas (1).**

Los diques de rocas ácidas filonianas son frecuentes en el área de afloramiento de la Formación Tireo, presentándose también en ocasiones asociados a fracturas, tal como el que corta el borde Norte de la Hoja, en relación con la falla de San José-Restauración. En el campo tienen el aspecto de rocas de colores claros con textura porfídica y tamaño de grano medio-fino. La composición es generalmente dacítica-tonalítica y no parecen presentar estructuras deformativas. Son rocas porfídicas con fenocristales de hornblenda acicular y matriz rosada de afanítica a microgranuda. En algunos diques subvolcánicos andesítico/dacíticos, la hornblenda y la plagioclasa están orientadas por fluidalidad. En estas rocas, el anfíbol verde pleocroico es hornblenda basáltica, que forma prismas idiomorfos y agregados radiales. Los fenocristales de plagioclasa presentan macla simple y un zonado normal u oscilatorio hacia bordes de albita. La matriz está compuesta por pequeñas plagioclasas tabulares, con macla de ley simple, agregada de cuarzo policristalinos y opaca.

Los diques de leucotonalitas con hornblenda son rocas faneríticas de grano fino, inequigranulares, con fenocristales de hornblenda a veces fluidal. Los diques de leucogranitos con hornblenda son texturalmente holocristalinos, faneríticos, de grano fino, inequigranulares y tendentes al microporfidismo. Mineralógicamente están compuestos por hornblenda, cuarzo, plagioclasa y feldespato-K (microclina, sanidina), como principales, y por apatito, zircón, esfena, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios.

En todas estas rocas filonianas se aprecia la existencia de una variable alteración, en la que el anfíbol y los feldespatos son sericitizados y epidotizados. La clorita reemplaza en el borde al anfíbol, donde también crecen agregados y finos parches de pistachita.



## **2.2. Calmilonita (2)**

La Calmilonita de La Boca de Los Arroyos (Hoja de Arrollo Limón (5973-III), y Los Alejandro en la Hoja de Pedro Corto 5972-IV), en ambas localidades pueden observarse espectaculares afloramientos de la milonita de la Boca de Los Arroyos y Los Alejandro, una calcimilonita, que en éstos puntos tienen más de 100 metros de potencias. Se puede apreciar la intensa foliación y deformación de los materiales, acompañada de una lineación subvertical y numerosos pliegues de escala milimétrica y centimétrica. Los criterios cinemáticos observables en el campo, al igual que en las láminas delgadas, indican movimientos tanto de tipo normal como inverso.

El acceso a ambos lugares es fácil, realizándose en vehículo por la pista que desde la presa de Sabaneta que conduce a ésta localidad. El interés geológico de estos puntos: es didáctico y científico de carácter tectónico siendo su importancia de orden regional.

## **2.3. Cretáceo**

### **2.3.1 Formación Tireo**

La Formación Tireo es una de las unidades cartográficas más ampliamente representadas en el área del Proyecto K. Esta Formación aflora en 10 de las Hojas geológicas, ocupando la mayor parte de las Hojas Geológicas: Jicomé, Lamedero y Restauración, contando con amplios afloramientos en las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera, Diferencia, Arroyo Limón y aflorando más reducidamente las de: Pedro Corto, Monción y Bánica. Litológicamente está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas, con intercalaciones de rocas sedimentarias, y presentando, además, frecuentes intrusiones de rocas plutónicas e hipoabisales.

Esta Formación se distribuye en una franja de unos 280 Kms., de longitud y 12 a 45 Kms. de anchura, que, en general, da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose desde las proximidades de Baní hasta el Norte de Haití (series del Terrier Rouge y series de la Mina). El límite Sur de su área de afloramiento es la Falla de San José-Restauración, y por el Norte se extiende hasta la Zona de Falla de la Española, coincidiendo ambos límites con los del dominio de la Cordillera Central.

Las primeras referencias que aluden a la Formación Tireo se deben a Bowin (1966), quien la definió formalmente en el arroyo del mismo nombre en las cercanías de Constanza, y

posteriormente ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984), Jiménez & Lewis (1987), Amarante y García (1990), Lewis et al. (1991), Amarante y Lewis (1995) y Joubert et al., (1998). La estratigrafía y subdivisiones cartográficas de ésta Formación, han sido objeto de cierta controversia, ya que mientras que los autores japoneses JICA/MMJA (1984), plantean una subdivisión en tres Miembros (inferior, medio y superior), Lewis et al. (1991), elevan la unidad al rango de Grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior. Si bien por las variaciones en la litología y en el quimismo de las rocas, que componen ésta unidad, parece probable que en el futuro sea susceptible de subdivisión en varias Formaciones Geológicas formales, que se integrarían en un Grupo, ésta división no se ha realizado por el momento, por lo que debe mantener su rango de Formación.

La división realizada por Lewis et al. (1991), se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1984) conjuga otros criterios. Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de aplicarlas en una cartografía geológica.

Las dificultades cartográficas se deben, por una parte, al carácter extremadamente monótono que presentan estos materiales volcanoclásticos, carentes de niveles cartográficos de referencia, y por otra parte, a la dificultad de accesos que existe en una gran parte de la Cordillera Central. Además, hay que considerar que los dos grupos de investigadores citados, persiguen fines distintos y han centrado sus investigaciones en áreas diferentes, dentro de la gran extensión que ocupa la Fm. Tireo. Así, el trabajo de JICA /MMJA (1984), se centra en la exploración minera en áreas próximas al Pico Duarte y Las Cañitas (sector centro-occidental de la Hoja Geológica Gajo de Monte 6072-IV). Sin embargo, la mayoría de las observaciones de Lewis et al. (1991), se centran en Restauración, y en los sectores más orientales (Constanza, Valle Nuevo, Río Blanco).

La cartografía sistemática de la Formación realizada en el conjunto del presente proyecto ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos, existen notables variaciones y cambios de facies. Así, en la Hoja Geológica Restauración (5873-I), (Stein, 2004), se puede ver una evolución en sentido SO-NE, que se caracteriza por una presencia dominante de términos volcánicos y volcanoclásticos en el SO, mientras que hacia el NE predominan las rocas epiclásticas con intercalaciones estrictamente sedimentarias.

A la luz de los trabajos realizados en este proyecto, no se utiliza las subdivisiones de Lewis et al. (1991), (Tireo inferior y superior) o de JICA (1984) (Tireo inferior, medio y superior), no porque una distinción estratigráfica local no sea visible, sino más bien, porque esta estratigrafía no es sistemática y no es reproducible de una zona a la otra. Como ejemplo, ambos grupos de autores coinciden en afirmar que la parte superior de la Fm. Tireo está constituida principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas, esencialmente dacíticas. En el área del proyecto K, se observa que las rocas volcánicas y volcanoclásticas, de composición ácida se encuentran más bien en la base de Fm. Tireo.

Por otra parte, en un contexto de arco volcánico, como es el caso del entorno de esta Formación, las variaciones de la composición química de los productos emitidos, las migraciones de los centros de emisión o hasta el funcionamiento concomitante de aparatos volcánicos emisores de productos de composición química diferente, son algunos de los factores que dificultan el establecimiento de una columna litoestratigráfica de referencia a escala del conjunto del arco de isla.

Además, sí en términos generales la Fm. Tireo muestra una continuidad espacial desde el sector de Baní hasta el sector del Macizo del Norte en Haití, considerándola a escala más detallada, a la escala del Proyecto Pasantía Supervisada II, existen zonas aisladas de afloramientos de la Fm. Tireo, sin continuidad espacial con el “terreno” Tireo. Este es el caso de las Hojas geológicas: Dajabón, Santiago Rodríguez y Monción, en las cuales los afloramientos aislados del Complejo Dajabón (en la Hoja Geológica Dajabón 5874-I), y una parte de los que anteriormente se habían relacionado con el Complejo Duarte (Hoja Geológica Santiago Rodríguez 5874-III), han sido atribuidos, en el curso de este proyecto, a la Fm. Tireo.

Durante el “Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (19972000)”, se levantaron por primera vez series muy completas, se definieron varios miembros, y se cartografiaron algunas litologías dentro de la Fm. Tireo (Hojas geológicas :Constanza, Sabana Quéliz y Arroyo Caña), pero se encontraron las mismas dificultades para distinguir un “Tireo inferior” de un “Tireo superior”.

Por todas las razones expuestas, en vez de proponer una columna estratigráfica genérica de la Formación Tireo, se ha preferido describir las evoluciones litológicas verticales y laterales en cada Hoja o sector de estudio. Por su facilidad de acceso, por los estudios ya hechos en esta área y por ser la que posee un registro litológico más amplio, la cartografía de la Hoja de Restauración (Joubert, M., 2004), ha resultado fundamental para la comprensión de la Fm. Tireo. Sin embargo, la escasez y mala calidad de los afloramientos en la Hoja Geológica Pedro Corto (5972-IV), además de la gran dificultad de los accesos, no ha permitido identificar las unidades cartográficas diferenciadas en Restauración, siendo necesario el empleo de unidades cartográficas de carácter más general. En todas las Hojas geológicas del presente proyecto, la distribución cartográfica regional de la Fm. Tireo permite estimar que, al menos en parte, la Formación se depositó sobre el Complejo Duarte. Por otro lado, hay trabajos, como el mapa geológico de la isla a escala 1:250.000 realizado por el “Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe” (BGR, Alemania) que consideran el Complejo Duarte como un miembro inferior metamorfizado de la Fm. Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo.

En cuanto al techo de la Fm. Tireo, el contacto es casi siempre tectónico. Sin embargo, al Oeste de la Hoja geológica Restauración (Boisson, 1987; Louca, 1990), y en algunos puntos de la Hoja Arroyo Limón, hay afloramientos que permiten observar un contacto estratigráfico de la unidad Bois de Laurence discordante sobre la Fm. Tireo. Esta unidad datada por microfauna (véase más adelante) ha proporcionado edades dentro del rango

Campaniano-Maastrichtiano (Boisson, 1987; Lewis et al., 1991). Las muestras micropaleontológicas tomadas en el presente trabajo corroboran esta datación. Estos sedimentos, de facies marina profunda, sellan localmente la actividad del volcanismo.

Los espesores estimados para la Fm. Tireo son inciertos y variables, debido a sus condiciones de afloramiento y la intensa tectónica que afecta a estos materiales. JICA/MMAJ (1984), han señalado espesores de más de 3500 metros, y Lewis et al. (1991), lo elevan a unos 4000 metros. En este trabajo se han observado espesores compatibles con los citados, aunque hay que tener en cuenta que la posible presencia de más imbricaciones en el seno de la Formación, podría rebajar sustancialmente esta cifra

La edad Cretácico Superior de la Formación Tireo está bastante bien establecida. La edad probablemente más antigua de la Fm. Tireo es del Cenomaniano (Bowin, 1966), en la Hoja Geológica Constanza (6072-I), constatada posteriormente en el Proyecto C de Cartografía Geotemática (1997-2000). En la región de Restauración, las calizas intercaladas en las vulcanitas e incorporadas por Lewis en el Tireo inferior, han dado una edad Turoniano-Coniaciano? (Lewis et al., 1991). Vila et al. (1982), han datado tres muestras en la región de Constanza, como pertenecientes respectivamente al Turoniano, Coniaciano Medio-Santoniano Inferior y "Senoniano Inferior". Las muestras atribuidas por Lewis et al. (1991), a la Formación Tireo y datadas como Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior, parecen pertenecer a la Unidad de Bois de Laurence. Una muestra tomada por Boisseau (1987), al Sur de Bonao ha proporcionado una edad Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior. Una de las muestras procedentes de la Hoja geológica Restauración, ha sido datada en el marco del presente proyecto (Stein, 2004), como Campaniano medio-alto a Maastrichtiano Inferior.

Las dataciones absolutas de materiales de la Formación Tireo realizadas con anterioridad al presente proyecto, abarcan un lapso temporal, correspondiente al intervalo Campaniano Maastrichtiano. Una dacita datada por  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  sobre hornblenda, procediendo de la región de Restauración ha dado una edad de  $81.2 \pm 8.2$  M.a. (Jiménez y Lewis, Comunicación personal) en tanto que dos riolitas de la región de Valle Nuevo se dataron por K/Ar respectivamente a  $71.5 \pm 3.6$  M.a. y  $85.1 \pm 4.3$  M.a. (Electroconsult, 1983). Estas dataciones serán discutidas más adelante en relación con las obtenidas dentro de este proyecto.

La Formación Tireo está representada en la Hoja Geológica Pedro Corto (5972-IV), localizándose fundamentalmente en su parte nororiental, con una superficie de 3.5 kilómetros cuadrados, si bien una estrecha banda de afloramientos de ésta Formación, está también representada en el borde Norte de la Sierra de Catanamatías. La calidad de los afloramientos es en general mala, presentándose por lo general esta Formación fuertemente alterada y recubierta por la vegetación. Únicamente en los cauces de los ríos pueden observarse afloramientos de cierta continuidad y con materiales más o menos frescos. Estas circunstancias, unidas a la dificultad que presentan los accesos de la zona ha impedido que en ésta Hoja se hayan podido identificar las unidades cartográficas

diferenciadas en la vecina Hoja Geológica Arrollo Limón (5973-III) y Juan de Herrera (5972-I), con mejores afloramientos y más fáciles accesos. En la cartografía de la Hoja Geológica Pedro Corto se han diferenciado, dentro de la Formación Tireo, cinco unidades cartográficas, de carácter incluyente y hasta cierto punto heterogéneo, que se describirán a continuación. Estas son: Vulcanitas básicas, coladas de riolitas y riodacitas con intercalaciones andesíticas,

Vulcanitas ácidas-intermedias con predominio de brechas, vulcanitas ácidas-intermedias y brechas y rocas volcanoclastica andesítica-dacíticas.

### **2.3.2. Formación Tireo Inferior. Rocas volcanoclastica tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas andesíticas. (3). Cretáceo Superior. K<sub>2</sub>**

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 “ignimturbidite”. 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 Geológica Gajo de Monte (6072-IV), predominan las facies más puramente volcánicas y sin embargo hacia el Este, dentro de la Hoja Geológica Constanza (6072-I), aparece toda una secuencia de rocas volcanoclásticas y rocas puramente sedimentarias.

En general las tobas y brechas que constituyen esta unidad en la Hoja Geológica 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*”.

### **2.3.3. Formación Tireo. Coladas de riolitas y riodacitas con intercalaciones andesíticas (4). Cretáceo Superior. K<sub>2</sub>**

Los afloramientos de estas coladas de lavas están representados en la esquina sureste de la Hoja Geológica Pedro Corto (5972-IV), presentando buenas condiciones de observación en el curso bajo del Arroyo Limón. En el campo se presentan en los cortes frescos como rocas de color verde oscuro y aspecto masivo, y tomando tonos claros en los afloramientos con mayor grado de meteorización. Petrológicamente son rocas volcánicas lávicas, con composición de riodacítica a riolítica y textura porfídica. Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasa, pudiendo en ocasiones haber alguno 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.

### **2.3.4. Formación Tireo. Vulcanitas ácidas-intermedias con predominio de brechas (5). Cretáceo Superior. K<sub>2</sub>**

Al igual que la unidad anterior los afloramientos de esta se encuentran limitados a la esquina sureste de ésta Hoja Geológica, presentando buenas condiciones de observación en el corte del Arroyo Limón.

La litología dominante son brechas de cantos y bloques de lava de tamaño predominante en torno a los 15-20 centímetros, si bien alguno puede alcanzar los 40 centímetros. No se ha observado dentro de las brechas ningún tipo de ordenación ni de tamaños ni de composición, fundamentalmente riodacítica y dacítica.

Intercaladas entre las brechas, y con mucha menor representación volumétrica, se encuentran otras litologías entre las que dominan las tobas, generalmente con laminación paralela que se aprecia mejor en los afloramientos alterados que en la roca fresca.

En la parte más baja de la serie del Arroyo Limón, intercaladas entre tobas, hay algunas capas decimétricas de calizas recristalizadas de color negro en las que en ocasiones se aprecia una laminación paralela relictas. En varios puntos de la serie hay también intercalaciones de liditas de color negro, generalmente con potencias de pocos centímetros, pero que en la parte media de la serie del Arroyo Limón, llegan a formar algunas capas de potencia métrica con estructuras de slump. Estas intercalaciones de calizas, probablemente micritas pelágicas en origen, y de liditas, apoyan una interpretación del medio de depósito, en aguas marinas profundas como han sugerido Lewis et al. (1991).

En el corte del camino que asciende a la Loma el Muñeco, próxima al borde suroriental de la Hoja Geológica de Arroyo Limón, se ha identificado la presencia dentro de esta serie, de intercalaciones de tipo andesítico, aunque dadas las condiciones de afloramiento no cabe descartar que se trate de intrusiones someras posteriores al depósito de la unidad.

### **2.3.5. Formación Tireo. Vulcanitas ácidas-intermedias (6). Cretáceo Superior. K<sub>2</sub>**

Esta unidad corresponde a un conjunto relativamente heterogéneo de rocas que, en la esquina Sureste de la Hoja Geológica Pedro Corto, se interdigitan con las dos unidades anteriormente descritas.

La unidad comprende rocas volcánicas y volcanosedimentarias de carácter principalmente ácido pero entre las que hay algunas intercalaciones andesíticas e incluso de basaltos.

Las rocas volcanosedimentarias están representadas principalmente por tobas, cineritas y, en menor proporción, brechas, de composición riolítica y riodacítica.

Las cineritas se presentan en el campo como rocas de grano muy fino con laminaciones paralelas o masivas y colores generalmente blancuzcos. Por lo general se encuentran recristalizadas, estando compuesta por un agregado microcristalino de granos de cuarzo, entre los que se preservan algunos microfenocristales de feldespato y fragmentos finos de vidrio.

Las tobas y tobas líticas tienen composición fundamentalmente riodacítica. En el campo se presentan como rocas de colores oscuros en las que en ocasiones se pueden observar laminaciones paralelas. Están compuestas por un agregado de partículas volcánicas afáníticas y microcristalinas, con abundancia de microfenocristales de cuarzo y plagioclasa. Suelen estar recristalizadas y alteradas con reemplazamiento de los minerales originales por sericita, óxidos de hierro y minerales opacos.

Algunos niveles de tobas líticas y brechas presentan una composición andesítica. En el campo se presentan como rocas de color verde oscuro y aspecto brechoide, con clastos de rocas volcánicas porfídicas de matriz afánítica. Los clastos presentan fenocristales y agregados milimétricos de plagioclasas, así como fenocristales de cuarzo, hornblenda y augita. En la matriz hay microfenoblastos de plagioclasas y se presenta desvitrificada. Presentan alteraciones con transformación parcial de la mineralogía original a sericita, clorita, epidota y phrenita.

Las coladas de lava son por lo general de composición dacítica y riodacítica, aunque en algún caso hay coladas de basaltos andesíticos.



Las riocitas se presentan en el campo como rocas de aspecto masivo y colores por lo general verdes oscuros, a veces rojizos por alteración. Presentan fenocristales de plagioclasa cuarzo y anfíbol de subidiomorfos a xenomorfos. Como minerales accesorios aparecen circón, ilmenita, carbonatos, magnetita, y, en las dacitas, clinopiroxeno. La mesostasia está compuesta por microfenocristales de plagioclasas y un agregado desvitrificado de clorita zeolitas y opacos.

Los basaltos andesíticos se presentan en el campo como rocas de colores oscuros con laminación fluidal definida por cristales de plagioclasa. Los microfenocristales son de plagioclasa y clinopiroxenos de composición augítica. La mesostasia vítrea esta formada por un agregado microcristalino de albita, actinolita, cuarzo, sericita, clorita, zeolitas y opacos, producto de una alteración secundaria.

### **2.3.6. Forma. Tireo (7). Tobas, brechas y rocas volcanoclásticas 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. Tiro (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 hojiosidad, 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 metros y un espesor de conjunto del orden de 1000 metros, para el Tiro superior. Sin embargo, el espesor visible estimado para esta unidad aquí descrita, es menor de 800 metros.

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 ésta 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 centímetros de tamaño máximo.

### **2.4.1. Formación Trois Rivières**

Las rocas del Cinturón de Trois Rivières - Peralta fueron descritas por primera vez por Woodring et al. (1924), quienes las atribuyeron, esencialmente, al intervalo Cretácico Inferior-medio. Posteriormente Butterlin (1960), agrupó los sedimentos cretácicos del Macizo del Norte bajo el nombre de Fm. Trois Rivières, atribuyéndoles una edad Campaniano-Maastrichtiano. Los trabajos principales que se han realizado en el dominio de el Cinturón de Trois Rivières- Peralta se han desarrollado en la parte Sur del mismo, entre Baní y Padre Las Casas (Díaz de Neira & Hernaiz Huerta, 2000; Dolan et al., 1991; Hernaiz Huerta, 2000a; Hernaiz Huerta & Pérez-Estaún, 2002; Heubeck et al., 1991; Heubeck & Mann, 1991; Witschard & Dolan, 1990). En cambio, existen pocos trabajos en la parte NO de esta cuenca. La falta de trabajos globales y de correlaciones a escala de Trois Rivières-Peralta, ha conducido a correlaciones espurias a confusiones entre materiales y medios sedimentarios que en realidad corresponden a edades muy diferentes. Dolan (1988), une el Grupo Peralta y la Formación Trois Rivières en el conjunto "Cuenca de Peralta". Este autor reutiliza las edades publicadas, que varían del Cretácico Superior al Paleógeno (Biju-Duval et al., 1982; Dolan et al., 1991; Shiroma, 1986), pero piensa que la mayoría de la microfaua determinada ha sido retrabajada y que la edad del depósito es Eoceno. Dolan (1989), redefinió el Grupo Peralta y distinguió tres Formaciones Geológicas que, de techo a muro, son: Formación El Número, Formación Jura y Formación Ventura. En realidad estas Formaciones son de edad Eocena (Dolan et al. 1991, Hernaiz-Huerta et al. 2002), y no tienen relación con la Formación Trois Rivières de edad Cretácica, por lo que no tiene sentido agruparlas en una única cuenca a efectos paleogeográficos, tal como han hecho Dolan et al. (1991).

Boisson (1987), distinguió cuatro unidades en el seno de la Formación Trois Rivières: Bois de Laurence, Aguamite, Cerca la Source, y Port Margot. La unidad de Port Margot, constituida básicamente por conglomerados aflora únicamente en la región costera del Norte de Haití y no parece tener relación clara con la Formación Trois Rivières. Los materiales de la Formación Trois Rivières cartografiados en el presente proyecto se corresponden en sus características litológicas y faciales con la descripción original de las unidades de Aguamite y Bois de Laurence dada por Boisson.

#### **2.4.2. Formación Trois Rivières, Margas y areniscas (8).**

Esta unidad ha sido definida por Boisson (1987) en Haití, y esta constituida, según este autor por un conjunto detrítico con predominio de materiales finos que presenta intercalaciones de areniscas en capas de potencias de decimétricas a métricas, y algunos niveles de pelitas carbonatadas. La calidad de los afloramientos de la unidad en la Hoja geológica Pedro Corto, es en general bastante deficiente, ocupando un área con densa vegetación, de bosque bajo y herbáceas, y con alteraciones que llegan a ser muy importantes, sobre todo en las zonas altas.

Como consecuencia de esto en la mayor parte de ésta Hoja las condiciones de observación son muy deficientes, no permitiendo ver más de unas pocas decenas de metros en el mejor de los casos. La única excepción dentro de la Hoja son los cortes del río San Pedro y el río San Juan, donde hay afloramiento continuo a lo largo de varios kilómetros, si bien en este último, la serie esta afectada por numerosas fallas y pliegues. La potencia mínima de la unidad estimada en base a los cortes geológicos es de unos 3.000 metros.

La litología dominante es de lutitas con porcentajes variables de carbonato entre las que se intercalan capas de areniscas. El porcentaje lutitas areniscas es muy variable, aunque en la mayor parte de la Hoja, predominan claramente las lutitas. En el campo las lutitas se presentan por lo general muy alteradas, con tonos ocres, mientras que en los escasos cortes frescos presentan colores grises oscuros.

Las areniscas, con colores de alteración pardos o amarillentos presentan en corte fresco tonos grises, ocasionalmente verdosos. El tamaño de grano predominante es de grano fino y medio, si bien en la base de algunos cuerpos puede ser de grano grueso e incluso micro conglomerático. La composición de los granos es fundamentalmente cuarzo-feldespática, (50-75%), con predominio general del cuarzo, aunque en ocasiones el feldespato, fundamentalmente potásico, puede constituir por sí solo el 48% de la roca. Los fragmentos de rocas volcánicas están representados por lo general con valores por debajo del 5%, pudiendo alcanzar hasta el 11% en algún caso. Los fragmentos de rocas metamórficas se presentan en porcentajes muy variables, por lo general por encima del 5%, si bien en algún caso están ausentes en otros se alcanzan valores de hasta el 26%. La matriz, arcillosa, se presenta en porcentajes del orden del 20-25% y el cemento carbonatado varia entre el 10 y 20% en general, si bien en algún caso puede alcanzar el 50% en los tramos de grano más fino.

En la sección del río San Pedro se han medido unos 1.500 metros de serie prácticamente continuos con una tendencia general granocreciente y estratocreciente. El tercio inferior de la serie es esencialmente lutítico, con intercalaciones milimétricas de limolitas y areniscas de grano fino con estratificación lenticular "Wawy". Ascendiendo en la serie comienzan a aparecer intercalaciones de capas tabulares de areniscas, de potencias

centimétricas a decimétricas, que presentan gradación positiva y laminaciones paralelas. En los 100-150 metros superiores, en tránsito al unidad de Bois de Laurence, el porcentaje de carbonato de las lutitas aumenta, y aparecen intercaladas en la serie capas de potencia métrica y de hasta 30 metros de brechas con base neta. Los clastos alcanzan tamaños de hasta más de 1 metro y su composición es fundamentalmente volcánica, aunque algunos de los bloques, sobre todo los mayor tamaño y más angulosos, son de calizas micríticas pelágicas. Los clastos y bloques volcánicos son predominantemente de composición andesítica y proceden de rocas volcánicas piroclásticas sin retoque epiclástico y con tamaños de grano de toba de grano grueso. Asociados a estos tramos con brechas también hay algunos niveles de radiolaritas negras con estructuras de slump. El tercio inferior, lutítico, de esta serie puede interpretarse como un depósito de contouritas y el tramo mayoritario, con areniscas, representa una facies de cañón submarino, pudiendo relacionarse los niveles de brechas del techo de la serie con flujos en masa procedentes del talud. Una descripción detallada de esta serie puede encontrarse en el informe complementario sobre sedimentología (Ardevol, 2004).

La sección del río San Pedro, no es, sin embargo, representativa de las facies predominantes en la mayor parte de ésta Hoja, que están constituidas en su mayor parte por lutitas carbonatadas con intercalaciones muy espaciadas de areniscas de grano fino en capas de potencia generalmente entre 3 y 30 centímetros con gradación positiva. Estas intercalaciones forman secuencias estratocrecientes progradacionales con potencias decamétricas, lo que permite interpretar esta facies, predominante en la hoja como correspondiente a lóbulos deposicionales de turbiditas de capas finas (Thin Bedded Turbidites, TBT). En general la unidad de Aguamite representa un sistema turbidítico pobre en arena.

#### **2.4.3.. Formación Trois Rivières, Unidad de Bois de Laurence. Calizas micríticas y margas rojizas (9). Cretácico Superior, Campaniano- Maastrichtiano. K<sub>2</sub>**

La unidad de Bois de Laurence aflora en la Hoja Geológica Arroyo Limón, ocupando dos estrechas bandas, una de las cuales coincide con el límite suroriental del dominio de Trois Rivières-Peralta, estando la otra en el borde Norte de la Sierra de Catanamatías y en los afloramientos del río de La Guama.

La unidad está constituida por un conjunto de margas y calizas micríticas con colores predominantemente rojizos y más raramente grises claros. En los metros basales de la unidad son relativamente frecuentes las intercalaciones decimétricas a métricas de brechas con clastos fundamentalmente volcánicos, similares a las ya descritas en el corte del río San Pedro. En otros puntos, fundamentalmente en la parte baja de la serie hay niveles de centimétricos a decimétricos de radiolaritas negras, ocasionalmente enrojecidas por alteración. En algunos puntos, fundamentalmente en la banda más meridional entre las facies margosas hay intercalaciones de nivelillos centimétricos de areniscas de grano fino. La alternancia de margas y calizas se realiza generalmente en

capas decimétricas, pero en algunos puntos las capas son centimétricas. El porcentaje de margas y areniscas es muy variable, tanto entre distintas localidades como a lo largo de la serie en la misma localidad, aunque en general los afloramientos de la banda meridional presentan muchas menos intercalaciones de calizas.

Las calizas son biomicritas con texturas “Wackestone-Packestone” y en lámina delgada presentan frecuentes secciones de foraminíferos planctónicos y radiolarios indicando su origen marino profundo pelágico. El hecho de que en ningún punto se hayan encontrado fósiles de ammonites o inocerámidos parece indicar que el depósito se realizó por debajo del nivel de compensación del aragonito.

Las muestras micropaleontológicas tomadas en la Hoja geológica Pedro Corto (5972-IV), han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos con *Globotruncana* aff. *Lapparenti*, *G. linneiana*, *G. aff. Fornicata* y *Hetrohelix* aff. *Globulosa*, indicativas de una edad dentro del intervalo Campaniano-Maastrichtiano. Dos muestras tomadas en la Hoja geológica Restauración, permiten una mayor precisión. Una de ellas indica una edad Campaniano medio y otra es indicativa de un intervalo entre la parte más alta del Maastrichtiano Inferior y el Maastrichtiano Superior. En consecuencia esta unidad representa un rango mínimo de edades comprendido entre el Campaniano medio y la parte más alta del Maastrichtiano Inferior, sin que puedan descartarse edades ligeramente más bajas o más altas dentro del rango Campaniano- Maastrichtiano.

## **2.5 Terciario**

### **2.5.1. Forma 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. 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 Geológica Yayas de Viajama 6071-IV).

Son tres las causas que han provocado el confucionismo 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 centi 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.

### **2.5.2. Formación Neiba. Calizas biomicríticas y brechas calcáreas (11). Basaltos vacuolares y brechas volcánicas (13).**

La Formación Neiba, definida por Dohm (1942) en la sierra homónima, aflora en la sierra de Catanamatías constituyendo un potente conjunto carbonatado de al menos 1300 m de potencia sin que en ningún momento llegue a aflorar su muro.

La serie esta constituida principalmente por calizas micríticas de tonos grises claros en fractura fresca y blanquecinas en superficie. Estas calizas presentan un aspecto tableado presentándose por lo general en bancos de potencia decimétrica con estratificación planar

y texturas “wackestone-packestone” con abundantes foraminíferos planctónicos. Entre estas calizas micríticas se intercalan ocasionalmente bancos de calizas “grainstone-rudstone” con potencias por lo general entre 2 y 3 m, si bien en algunos casos pueden alcanzar los 5 m y en otros apenas 60 cm. Estos bancos presentan una neta base erosiva y una muy clara gradación positiva. En las secuencias más completas están constituidos en su base por calizas brechoides, de intraclastos de caliza micrítica, que pasan a techo a un “rudstone” de macroforaminíferos bentónicos, de tamaño decreciente hacia techo, donde pasa a ser progresivamente “grainstone” de grano fino y terminando con calizas “packestonewackestone”. En los sectores situados más al norte los macroforaminíferos están acompañados por abundantes fragmentos de algas calcáreas. El espaciado entre estos bancos de “grainstone” es bastante irregular, siendo por lo general, en la mayor parte de la sierra de mas de 50 m., pero en el sector situado más al Este, en la sección del arrollo de Tocino, estas intercalaciones son más frecuentes, y se organizan junto con las calizas micríticas en secuencias de potencias métricas a decamétricas. En ambos tipos de calizas a lo largo de toda la sierra se presentan esporádicamente silicificaciones y nódulos de sílex de origen diagenético probablemente formados a partir de disolución de espículas de esponjas.

En extremo Este del área de afloramiento, próximo al río San Pedro, las calizas micríticas presentan algunos granos de cuarzo de tamaño arena fina-media, que en algunos niveles pueden llegar a representar cerca del 20 por ciento de la roca, indicando probablemente un cambio de facies a los materiales siliciclásticos coetáneos de la Formación El Número.

Intercalados a diversas alturas dentro de la serie se han identificado y diferenciado en la cartografía una serie de materiales vulcanosedimentarios (17) compuestos por coladas de lavas, “pillow” lavas y brechas vulcanosedimentarias que en general se presentan muy alteradas pudiendo alcanzar potencias de hasta 300 m. Estos materiales fueron identificados por primera vez en la zona por Michael (1979) en la zona SE de la hoja de Arrollo Limón. Las lavas se presentan en los afloramientos como masas de color marrón rojizo con abundantes vacuolas rellenas por zeolitas y conservando en ocasiones texturas fluidales, mientras que las brechas, con una alteración mas profunda, suelen presentar tonos verdosos y ocasionalmente violáceos. En lámina delgada las lavas, que se pueden clasificar como basaltos plagioclásicos, presenta una textura porfídica muy vesicular con texturas fluidales definiendo un flujo magmático planar. Los fenocristales, que en la mayor parte de los casos se encuentran totalmente reemplazados por agregados de cuarzo, albita y pumpellita, son prismas de plagioclasa en la única muestra fresca que se ha podido estudiar. La mesostasia está formada por un agregado de microfenoblastos de plagioclasa, los cuales definen una fluidalidad planar, además de además de algún ferromagnesiano redondeado y abundantes agregados de opacos. Las vacuolas están rellenas por carbonatos y zeolitas. En las proximidades de estas intercalaciones vulcanoclásticas, lateralmente a ellas, las calizas micríticas se enriquecen en arcillas llegando en algún caso a pasar a margas.



Las secuencias identificadas en el arroyo de Tocino indican un ambiente de rampa distal (Ardevoll, 2004), y en resto de la sierra el predominio de calizas micríticas, con abundantes foraminíferos planctónicos, indica un medio de sedimentación pelágica probablemente en partes distales de la plataforma, con lo que, en conjunto, cabe atribuir a esta formación un ambiente de plataforma distal tipo rampa. Las muestras tomadas en bancos de calizas "grainstone" a lo largo de toda la serie han proporcionado asociaciones de macroforaminíferos bentónicos determinadas por el Profesor Sierra-Kiel de la Universidad Central de Barcelona. Algunas muestras presentan asociaciones con *Fallotella cookei*, *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina*) *proteiformis*, L. (*L.*) *macdonaldi*, *Nummulites* cf. *willcoxi* y *Amphistegina* *párvula*, caracterizando el intervalo Eoceno Medio-Superior, mientras que la presencia en otras muestras de *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *undosa* permite caracterizar el Oligoceno. Otras muestra tomadas en la vecina hoja de Bánica contienen asociaciones con *Fallotella cookei*, *Fabiania cassis*, *Polylepidina chiapasensis*, *Lepidocyclina*

(*Lepidocyclina*) *pustulosa* y *Nummulites floridensis* que permiten caracterizar la parte alta del Eoceno Medio. Una única muestra para levigados, tomada en margas de la parte media de la serie ha proporcionado una asociación de foraminíferos planctónicos con *Globigerina* cf. *ouachitensis*, *Globorotalia* aff. *spinulosa* y *Globorotalia* aff. *centralis*, indicativa de una edad Eoceno Superior. Una muestra tomada en esta formación por Cepeck y Weiss (1991), en el camino de Los Copeyes a Catanamatías ha proporcionado una asociación de nannoplancton indicativa de las zonas NP24-NP25 del Oligoceno Superior. En consecuencia la edad de la Formación Neiba en la Sierra de Catanamatías abarcaría un intervalo desde el la parte alta del Eoceno Medio hasta, al menos, la parte baja del Oligoceno Superior.

García y Harms (1988) han atribuido a la formación Neiba de la Sierra de Catanamatías en la vecina hoja de Sanjuán una edad Paleoceno Medio a Oligoceno "Medio-Superior". La edad Paleoceno Medio probablemente corresponda a una errata por Eoceno Medio, ya que en el apéndice bioestratigráfico de dichos autores no se incluye ninguna muestra con edad paleocena.

### **2.5.3. 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 IEL MUÑECOII, así como en las elevaciones individuales al sur-este del cuadrante como son las lomas —del GUANALII y —del AGUAIL. 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 MUÑECOII predominan tonos grises y marrón grisáceos.

En la región del complejo —EL MUÑECOII 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.

#### **2.5.4. Formación arroyo blanco. Facies arrecifal: caliza con intercalaciones de arena, calcareníticas, conglomerado, caliza y a veces margas fosilíferas (14). Facies detríticas, conglomerado, arenisca, margas fosilíferas y capas de ostras. (17)**

BERMUDEZ (1949 A: 27) y HOFFSETTER ( En BUTTERLIN et. al. 1956 ; 355-356) le atribuyen el nombre de la formación a C.F. DOHM (1942), mientras que el propio DOHM (1942 :4) nombra a A.A. OLSSON y a M.B. ARICK como autores (sin indicaciones de literatura). Otras denominaciones en la literatura, que probablemente puedan corresponder total o parcialmente a la Formación Arroyo Blanco (en el sentido de estas explicaciones) están entre otras (ver D.G.M., 1984, 1985): FM. Angostura, FM. Agua Salada, FM. Arroyo, R. Cerro de Sal., FM. (Miembro) Florentino (limestone), FM. (Miembro) Higüerito, FM. (Miembro) Las Salinas, FM. (Miembro) Loma de Yeso y FM. Las Caobas.

Las sedimentaciones de la Formación Arroyo Blanco se sobreponen concordantes a las de la Formación Trinchera. Su distribución en la zona de la hoja está limitada al graben de San Juan que aflora en una faja pequeña que se divisa desde la cortina de la presa de Sabana Yegua en el E hasta La Lomita al Sur de Las Charcas de María Nova en el W. afloramientos menores los hay también en el límite norte del graben de San Juan. Un perfil interrumpido solo por la carretera Azua-San Juan, pero por lo demás completo, está incluido a 2.5 Kms. al Suroeste de Guanito en Arroyo Las Lajitas (aproximadamente del E: e.81.100, N: 20.69.800 hasta E: 2.81.300, N: 20.69.900).

En las rocas de la Formación Arroyo Blanco se trata de sedimentos de poca profundidad cercanos a la playa. Su composición es muy heterogénea y está también sometida a grandes cambios laterales. La colina que aparece marcadamente en Sabana Yegua al oeste de la presa (490 mts. sobre el nivel del mar, E: 2.82.9., N: 20.69.500) tiene su núcleo compuesto de secuencia de conglomerados de aproximadamente 50 mts. de espesor; 1.5 Km. más al oeste en Arroyo Las Lajitas tienen sólo unos pocos metros de espesor y unos 500 mts. al oeste ya no se divisa.

En la Formación Arroyo Blanco aparecen entre otras areniscas no estratificadas, transportadores de fósiles y en parte apenas consolidadas, conglomerados y areniscas, las cuales corresponden a las del piso de la Formación Trinchera, también margas así como arenisca coloreada de negro por el alto contenido de restos de plantas carbonizadas. Algunas capas arenosas contienen muchos cristales de yeso y a veces tienen un sabor a sal muy definido. Esto podría indicar condiciones hipersalinas durante la sedimentación. Esta sedimentación en la región de Azua (la cual está en una posición estratigráfica comparativa), llevó a la formación de yeso (—Formación Loma de Yesoll), COOPER 1983. En la carretera a El Batey (por El Candelón), afloran capas conglomeráticas de arena ricas en fósiles, las cuales están consolidadas friablemente a través de cemento de cal muy irregular, de espesor continuamente variable y de unos pocos dm. (aproximadamente por E: 2.74.500, N: 20.81.200). Aquí podría tratarse de un tipo —beachrockll-mezcla de carbonatos de la región de la playa, (zona de marea).

Muchas capas son ricas en fósiles. Característicos son los afloramientos de masas de conchas gruesas y a menudo de doble chapas de *Ostrea*, las cuales son de 2-3 dm. de largo y localmente se pueden cerrar formando cuerpos rocosos de tipo arrecife, complejos de este tipo pueden formar mayormente pequeñas cadenas de montañas como están incluidos por ejemplo en el camino que va del poblado Rosario en dirección SSW a Caobita (aproximadamente por E: 2.67.400, N: 20.74.500). En otras zonas afloran mayormente conchas de doble chapas de *Acra* sp. a menudo completamente con otras *Lamellibranchiatas* y estructuras de gasterópodos; las capas que están compuestas solo de conchas de moluscos muy delgadas y pequeñas (mm), es decir, partículas de cáscaras de moluscos indican oscilaciones temporales de salinidad en la zona de deposición (probablemente sobresaturación de sal, ver arriba), este tipo de sedimento aflora entre otros en la carretera que lleva de Las Charcas de Garabito hacia El Batey (aproximadamente por E: 2.75.000, N: 20.81.400).

Restos de corales están distribuidos ampliamente en los sedimentos de la Formación, la mayoría d las veces se trata de escombros de corales resedimentados, los cuales fueron depositados conjuntamente con arena y grava. En otros lugares se pudo observar montículos de corales individuales y pequeños, por ejemplo, en El Rodeo y en Loma El Cinazo (aproximadamente entre E: 2.74.500, N: 20.81.100 y E:2.75.500, N:20.80.700).

Al sur de Las Charcas de María Nova, los corales se cerraron en un pequeño arrecife coralino (*Biostrom*), cuya caliza dura forma una cadena de colinas de alrededor de 10 Kms. de longitud, la cual alcanza su punto más elevado en Cerro Peñita Brava (725 mts. sobre el nivel del mar) y La Lomita (753 mts. sobre el nivel del mar). Los bancos de corales de 1-2 mts. de espesor afloran aquí en intercambio con deposiciones de conglomerados y areniscas. Ese pequeño complejo de arrecife fue presentado en la carta geológica con un símbolo especial; posiblemente este complejo de arrecife corresponde a las capas calcáreas de corales que aparecen en el techo de la Formación Trinchera en Azua (Ver D.G.M., 1984) conocidas bajo el nombre de Formación —Florentinoll.

El piso de la formación lo forman conglomerados, margas y areniscas de la Formación Trinchera. El contacto está incluido en Arroyo Las Lajitas, la Formación Arroyo Blanco comienza aquí con una capa de arena de varios mts., de espesor, rica en fósiles no estratificada y poco consolidada, en la dirección de las capas ese contacto se divide sobre

los bancos de ostras por Rosario hasta la base de la caliza de los arrecifes coralinos en Las Charcas de María Nova en el W. El techo está representado por capas terrígenas libres de fósiles, de la Formación Arroyo Seco (Cap. 3.8).

El radio de alcance estratigráfico se determina sólo indirectamente, tanto las investigaciones de Foraminíferas así como las de nannoplancton no rindieron ningún tipo de datos inequívocos respecto a la edad, si acaso afloran moldes de capas más viejas de Terciario y/o del Cretácico. En vista de que las rocas de la Formación Trinchera llega hasta el Mioceno Superior (zona de nannoplancton NN11) sólo se puede presumir el Mioceno Superior (NN11) como edad de la Formación Arroyo Blanco y posiblemente Plioceno profundo.

El espesor de la Formación comprende en Arroyo Las Lajitas aproximadamente 180 mts. en la perforación Candelón I, aproximadamente 155 mts. (ANSCHUTZ 1982). Se debe de contar con fuertes oscilaciones de espesor debido a intercalaciones locales de lentes de conglomerados, complejos de arrecifes, etc. El espesor total de la Formación Arroyo Blanco, se estima que puede oscilar entre 150 mts. y 300 mts.

Las facies de la Formación Arroyo Blanco se reconoce en los fósiles especialmente en el afloramiento (in situ) de corales, o sea, arrecifes coralinos y en la composición petrográfica, según esto los sedimentos fueron depositados en una región marítima cerca de la costa con poca profundidad a menudo sólo pocas decenas de mts. de los ríos fueron transportadas grandes cantidades de escombros de tierra firme y lanzados al mar sobre pequeños Deltas, o sea, abanicos de sedimentos submarinos. En algunas zonas parciales, el crecimiento de arrecifes fue posible pero interrumpido continuamente por escombros de gravas. Temporalmente o en zonas aisladas parecen haber predominado condiciones hipersalinas.

### **2.5.5. Formación Sombrerito. Lutitas calcáreas con turbiditas calcareníticas y bioclásticas (15).**

La Formación Sombrerito fue definida por Bermúdez (1949) en el arroyo del mismo nombre, situado en la terminación oriental de la Sierra de Neiba. En la hoja de Arroyo Limón esta formación aflora en la parte sur de la hoja, dentro del dominio del valle de Sanjuán y en la sierra de Catanamatías, perteneciente al dominio del cinturón de Trois Rivières- Peralta.

En el valle de San Juan y el extremo oriental de la Sierra de Catanamatías la formación se presenta en facies típicamente turbidíticas (20). La serie esta compuesta fundamentalmente por lutitas calcáreas entre las que se intercalan capas de areniscas calcáreas, calizas arenosas y calizas bioclásticas con características típicamente turbidíticas. La potencia de las capas calcareníticas oscila por lo general entre los 20 y los 80 cm, y suelen presentar bases netas o erosivas, a veces con "flute cast". El tamaño de grano predominante es de arena media que hacia el techo va pasando a arena fina y muy fina, si bien en la base de algunas capas puede ser microconglomerático. La parte basal de las secuencias suele estar desorganizada, pasando a tener hacia el techo

laminación paralela, frecuentemente con una lineación muy marcada. Raramente se pueden observar “ripples” y en algunos casos hay laminaciones convolutas. Estas secuencias se integran en ciclos estratocrecientes y granodecipientes propios de un ambiente de lóbulos deposicionales turbidíticos. En otros puntos la presencia de alternancia de capas areniscas potentes con niveles potentes lutíticos e intercalaciones de facies caóticas con “slumps” indica un medio de transición canal-lóbulo. En algunos puntos se intercalan en la serie megacapacapas con potencias de hasta 35 m, formadas por depósitos de “debris-flow” con bloques de margas y calizas que hacia techo pasan a areniscas masivas con gradación positiva. La bioturbación figurativa es muy frecuente en la base de las capas habiéndose podido identificar entre otros icnofósiles Chondrites, Paleodyction, Zoophycos y Thaphrhelminthopsis .

En el extremo oriental de la Sierra de Catanamatías, en el sector de Los Placeres-Los Alejos, la Formación se apoya directamente sobre los niveles volcánicos situados a techo de la Formación Neiba. Los primeros 70 m de serie están constituidos por una alternancia de lutitas calcáreas y calcarenitas entre las que se intercalan capas de hasta 10 m de potencia de brechas calcáreas con cantos de calizas coralinas y de algas calcáreas a los que siguen unos 130 m de lutitas con intercalaciones de calizas y calcarenitas grainstone rudstone con abundantes fragmentos de corales y fauna marina somera, presentando gradaciones tanto negativas como positivas. Por encima hay unos 25 m de materiales vulcanosedimentarios (21) muy alterados con brechas y lápilis cuya composición original probablemente fue de tipo básico. Siguen en la serie unos 150 m de lutitas calcáreas con algunas capas lenticulares de Brechas calcáreas y olistolitos de calizas, de aspecto similar a la formación Neiba, que alcanzan tamaños de hasta 30 m. Estos tramos basales de la serie representan una facies de talud, próxima a una plataforma carbonatada. Por encima la serie tiene las características de la facies turbidítica que se han descrito anteriormente.

La potencia de la serie no puede determinarse en la hoja de Arroyo Limón, ni en la de Bánica, pero en base a los cortes geológicos no es inferior a los 2.000 m.

En la parte sur del borde occidental de la hoja, en la Sierra de Catanamatías hay un reducido afloramiento de materiales de la Formación Sombrerito que es la terminación oriental de un afloramiento más amplio en la Hoja de Bánica. Aquí la Formación Sombrerito se apoya discordantemente sobre la Formación Neiba y sobre la Unidad de Catanamatías como puede apreciarse en los cortes geológicos. Esta facies (22), que en la hoja de Bánica pasa lateralmente a una unidad de conglomerados y calizas con discordancias progresivas, está representada por margas y lutitas calcáreas entre las que se intercalan capas de areniscas calcáreas y algunos conglomerados. Las areniscas calcáreas de grano fino y medio forman por lo general intercalaciones tabulares de unos pocos centímetros. Los conglomerados y areniscas de grano grueso forman cuerpos lenticulares con bases canalizadas y gradación generalmente positiva, que alcanzan potencias de decimétricas a métricas. Hacia el techo de los cuerpos pueden aparecer estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y laminaciones paralelas.

García y Harms (1988) atribuyen a la formación sombrerito una edad Mioceno Inferior-Medio en la hoja 1:100.000 de San Juan. Las muestras micropaleontológicas tomadas en este trabajo no permiten añadir ninguna precisión a la edad de la Formación, pero una muestra tomada en la hoja de Bánica en los metros basales de la unidad ha proporcionado una asociación de macroforaminíferos con *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *undosa* y *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina*) *mantelli*, que indica una edad Oligoceno. Otra muestra de la hoja de Bánica ha proporcionado una asociación con *Annulosorites spiralis*, *Archaias angulatus* y *Amphistegina* sp., que indica una edad mínima Mioceno Medio. En

conclusión, y teniendo en cuenta la edad de las unidades infrayacentes y suprayacentes, puede establecerse para la Formación Sobrerito en el ámbito de las hojas de Arroyo Limón y Bánica una edad abarcando desde la parte más alta del Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio.

### **2.5.6. Formación Arroyo Blanco. Lutitas y conglomerados (16).**

La Formación Arroyo Blanco ocupa dentro de la hoja de Arroyo Limón una pequeña área de afloramiento en la esquina suroccidental de la Hoja. Esta constituida aquí por una sucesión de lutitas y limolitas arenosas con restos vegetales y conglomerados. Los conglomerados forman capas de potencias métricas (hasta 4 m) con bases erosivas. Son conglomerados polimícticos con cantos, bien rodados, de rocas sedimentarias, ígneas, volcánicas y metamórficas, entre las que se reconocen materiales pertenecientes a la formación Tireo y al macizo de Loma del Tambor (tonalitas foliadas). Algunos cantos de areniscas podrían proceder de la Formación Trois Rivieres.

En la hoja de Bánica se ha estimado para la serie una potencia de 950 y 1200 metros.

Dentro de la hoja no se ha encontrado ningún elemento datador en materiales de esta formación, y en la vecina hoja de Bánica, donde tiene una mayor representación espacial y con mayor variedad de facies, tampoco se ha podido precisar su edad dentro de un intervalo Mioceno-Plioceno. La infrayacente formación Trinchera, no aflorante en la hoja de Arroyo Limón, ha proporcionado en la hoja de Bánica muestras de edad mínima Mioceno Superior, por lo que se puede atribuir la Formación Arroyo Blanco al intervalo Mioceno Superior-Plioceno.

### **2.5.7. Fm. Arroyo Seco (18). Conglomerado grueso, poligomícticos, 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. Jimaní, 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 —Beckenfaziesll (facies de cuenca a facies clásticas más gruesas gravi-pedregosas, el —Randfaziesll 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 (—subroundedll hasta —subangularll) son aquí la mayoría de las veces mejor que en las facies del borde (—subrounder — hasta —subangularll). 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 terrigeno 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. hasta 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 —calcretesll, 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, feldespato 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 —calcretesll 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 (—calcifed soill). 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 —calcretesll en una matriz calcárea (—Nodular calcretell o —Glaeular calcretell). A través del crecimiento compacto de nódulos individuales de —calcretell, surgen horizontes de calcretas porosas, en parte como panales (—Honeycomb calcretell), 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 calcretell) 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 redistribución. 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 —calcretell (—Calcified soil). Mientras que aquí la redistribución 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 radio 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 —calcretell 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.

## 2.6. Cuaternario

### **2.6.1. Mélange tectónico: bloques de la Formación Tireo, Ocoa, Neiba, Sombrerito, Arroyo Blanco, Arroyo Seco y caliza de la Fm. Neiba. (19)**

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 tectónicasll.

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).

### **2.6.2. Basalto alcalino denso, parcialmente profirítico: de color gris a negro, frecuentemente escorias y bombas (20) Rocas Volcánicas Reciente**

Con el nombre de Formación, Bandera MacDonald y Melson en 1969, denominaron a los flujos volcánicos básicos que yacen en conformidad sobre las rocas del terciario al noroeste de San Juan de la Maguana, atribuyéndole un espesor de 200 metros, y la definieron como flujo limburgítico.

Vaughan (1921) también lo definió como limburgitas, o basalto de grano fino y fresca apariencia con fenocristales de augita.

Según Eberle, W. (1986) el término limburgita no está bien utilizado para nombrar estas rocas, ya que en esta zona (incluso en todo el país) no ha aparecido ningún tipo de roca con las características petrográficas de esta.

Estas rocas son de gran representación en la Hoja de Pedro Corto y le dan un rasgo geomorfológico característico en la parte central formando grandes mesetas, extendiéndose generalmente hacia el sur.

Los flujos son vesiculares y contienen micro fenocristales de olivino y clinopiroxeno, son generalmente frescos aunque se pueden observar oxidación de magnetita y ocasionalmente reemplazamiento de zeolita.

### **2.6.3. Pleistoceno- holoceno Abanicos aluviales y conos de deyección modernos. Grava, cantos, y arena (21)**

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 Sombrerito. El grado de redondeamiento de los componentes es malo, especialmente en las partes proximales de los abanicos de cantos rodados (—subangularll hasta —angularll), en las zonas distales está algo mejor (—subangularllhasta —subroundedll). 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.

#### **2.6.4. Pleistoceno-Holoceno. Sedimentos de pendientes: Escombros /de cauce seco: cantos; grava y limo (22)**

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).

#### **2.6.4. Pleistoceno-holoceno. Terrazas fluviales, viejas y jóvenes así como también sedimentos del fondo del valle (depósitos de río). Grava, arena, cantos y limo (23, 24 y 25).**

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 las terrazas están compuestos en partes fuertemente variables, de arena, grava y deposiciones de rocas gravillosas. 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 (—subangularll 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. Estos 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 —carretesll 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 desplazamiento 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.

### **3. Petrología.**

#### **3.1. Ígnea**

En la Hoja Pedro Corto las rocas ígneas fueron encontradas en una franja formada por basaltos y rocas volcánico sedimentaria con dirección E-W, en el norte de la hoja; y mesetas de flujos volcánicos recientes que cubre la parte central del valle.

La petrología de las rocas volcánicas reciente ha sido estudiada con anterioridad, por MacDonald y Nilson (1969), por Richard Michael (1977) y por OLADE (1980).

MacDonald y Melson la definen como limburgitas, al igual como la llamo Vaughan en 1921. (término este usando solo diferentes) tienen un 10 – 30% en contenido de olivino; 45-70 en augita; 5-10% en titanio magnetita y 25-40% de vidrio, con apatito y rutilo como accesorios en una matriz vítrea. Generalmente masiva, aunque también escorácea con cavidades rellenas de zeolitas.

Este volcanismo se presenta en diferentes formas densas, escorácea y piroclástico. Generalmente El Escoraceo se encuentra en la parte alta de las mesetas, mientras el denso se observa en cortes en las partes inferiores de estas mesetas como puede verse en la cartera de la cañada El Sillón. El denso forma las lomas de cerro indio, El Guañal, cerro sumido, Loma La Prieta, El Plantón y las coladas más antiguas en la parte noroccidental de la hoja. El escoraceo es la mayor extensión superficial, con la mesetas centrales más escoraceas que las que se extienden hacia el oeste. En Cerro Gordo, El Hatico y en Alto La Bandera se encuentran materiales piroclásticos.

Las rocas analizadas petrográficamente en esta zona, dentro del proyecto Dominico-alemán presentan abundancia de olivino y piroxenos como fenocristales, generalmente frescos, con matriz compuesta principalmente de piroxenos y opacos . Encontrándose algunas veces carbonatos y zeolitas rellenas las vesículas.



Las otras rocas volcánicas de la hoja son las diferenciadas que forman la franja en el norte de la hoja, está aún no tiene fecha conocida. Esta franja está compuesta por basaltos, tobas y brechas volcánicas generalmente muy meteorizadas. Los basaltos son vesiculares, las cuales están rellenas de zeolitas y carbonato, pudiéndose notar la fuerte oxidación de los minerales de hierro.

Según los análisis petrográficos, una muestra de estas rocas, resulto ser dolerita, pero es muy difícil diferenciarla macroscópicamente de la otra, lo cual podría ser el mismo tipo de roca basáltica.

### **3.2. Metamórficas**

Las rocas metamórficas están poco expuestas en la hoja, son las lutitas metamorfoseada de la formación Ocoa, y ocupan la parte nororiental de la Hoja de Pedro Corto, de esta no se han realizado estudios petrológicos ni petrográfic en el Cuadrante de San Juan, solo se tiene descripciones macroscópicas de campo.



## 4. TECTONICA

### 4.1 Introducción. Contexto Geodinámico



**Figura 4.1.** Contexto geodinámico de la placa del caribe (Según G. Draper y G. Gutierrez-Alonso, 1997)  
Localización de la zona de estudio (Proyecto K de cartografía geotemática de la República Dominicana, zona Noroeste)

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Fig.4.1). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann et al., 1991b), o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del Jurásico Superior-Cretáceo Inferior (Mann et al. 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento centro-occidental de la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo. En la figura 4.2 se presenta un

esquema geológico sintético del área del Proyecto K, y en la figura 4.3 los cortes geológicos más representativos de la estructura de la zona.

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

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

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

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

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

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

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

## **4.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio**

Desde el punto de vista estructural, la hoja de Pedro Corto parte del gran sinclinal del Valle de San Juan formada por el flanco norte inclinado hacia el sureste. Este flanco está cortado por varias fallas en el norte de la hoja, donde se dan pequeños anticlinales con una dirección similar a la del gran sinclinal. En el centro está interrumpido por mesetas de rocas volcánicas resientes las cuales en su mayoría salieron a la superficie a través de fallas. En el extremo sur oeste se encuentra la parte inferior (topográficamente), del flanco sur del anticlinal, en esta hoja son muy frecuente los fallamiento, sobre todo en la parte septentrional, no ocurriendo lo mismo con los pliegues.

La parte norte es muy complicada tectónicamente lo cual aún no h sido estudiado por completo en el presente trabajo, a medidas que avancen los trabajos de rechequeos del cuadrantes, además los estudios fotogeológicos que está llevando a cabo el Dr. Mollat, podrían llegar a una conclusión sobre la tectónica de esta hoja, además podría variar algunas de las conclusiones a que se han llegado con ese trabajo

## **4.3 Estructura de la hoja**

### **4.3.1 Pliegues**

Los grandes pliegues en esta hoja no son muy frecuentes además del gran sinclinal, existen según la Cariboil dos anticlinales, uno en la Loma El Muñeco y Loma El Peñasco, ambas formadas por rocas calizas indiferenciadas, esta tiene un eje paralelo al eje del Valle de San Juan. Según estudios realizados para este trabajo, estos no serían anticlinales, las calizas de la Loma El Muñeco han sufrido ciertas flexión manteniéndose horizontal o masiva en el centro y en el sur buzando ligeramente hacia el sur.

En las margas y areniscas de la formación sombrero en los alrededores de la presa de sabaneta se observan una gran cantidad de pliegues, fracturas y fallas, lo cual evidencia los grandes esfuerzos tectónicos a que han sido sometido, por el cabalgamiento de dirección noroeste, cabalgando las rocas cretácicas sobre la terciario.

Un estudio de microtectónica realizado por Harms, F. (1986) en esta zona, con un total de 1035 mediciones de ejes de pliegues, arroja entre otros.

#### **4.3.2. Fallas**

En la hoja de Pedro Corto pueden reconocerse una gran cantidad de fallas, generalmente en la parte septentrional y de diferentes extensiones y naturaleza en su mayoría desconocida, principalmente tiene dirección este-oeste. La del noreste de la hoja tiene una dirección noroeste-sureste, esta probablemente sea continuación de las fallas de San Juan- Los Pozos. Las rocas terciarias están muy fracturadas y plegadas como consecuencia de estos tectonismos.

Una de las principales falla es la de la Loma El Guanito y la Loma Los Vallecitos con dirección este-oeste y separa las rocas de la Formación Sombrero y las calizas indiferenciadas levantando estas últimas rocas volcánicas indiferenciadas del plioceno las cuales tienen generalmente un contacto normal con las calizas indiferenciadas mientras que con la Formación Sombrero es tectónico. Hay otras pequeñas de menor extensión paralela a la anterior, las cuales han volcado capas de la Formación Sombrero.

También hay otras pequeñas fallas que cortan estas perpendiculares, la del Rio Dajay la cual sigue la misma dirección del Rio Dajay, es posible que esta falla sea la misma de dirección E-W la cual toma una forma de semi-circulo en esta zona y bordea la parte norte de la Loma El Muñeco, siempre permitiendo la aparición de las rocas volcánicas indiferenciada que separa las calizas indiferenciada de la Formación Sombrero.

#### **4.3.2. Discordancia**

La mayoría de los contactos de la Formación de Terciaria que aparecen en esta hoja, son discordante, aunque estas no pueden reconocerse en dicha hoja.

El contacto de la Formación Sombrero es discordante sobre las calizas indiferenciadas, a la vez que la formación trinchera tiene sus contactos tanto superior (con la Formación Arroyo Blanco), en cambio el contacto de la Formación Arroyo Blanco y Arroyo seco es concordante.

## **5. GEOMORFOLOGÍA**

### **5.1. Análisis geomorfológico.**

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

### **5.2. Geomorfología**

En la hoja topográfica de Pedro Corto (5972-IV), entra parte del flanco Norte y el eje del sinclinal que forma el Valle de San Juan. Esta podría dividirse en cinco áreas geomorfológicas de acuerdo al relieve y la estructura mayores presentes. Formada por diversos tipos de materiales las cuales le dan una morfología diferente en cada caso al terreno, Rocas Volcánicas (flujo de lavas y piroclásticas) sedimentarias terciarias de ambiente marino y terrígeno, sedimentarias cuaternarias y metamórficas.

La primera de estas áreas corresponde a las elevaciones de la parte Norte de la Hoja, las cuales representan unos de los mayores relieves de la Hoja, subiendo desde los 600 metros sobre el nivel del mar (msnm), hasta los 1400 (msnm). Esta zona está formada por distintos tipos de rocas, la cual hace que formen estructuras diferentes, entre estas, dos pequeños anticlinales el primero en la calcarenisca de la Formación Sombrerito que compone la Loma de Guanito, con el eje de dirección similar a la que lleva las capas de las Formaciones Terciarias en esta zona ( 125°).

El segundo en las calizas indiferenciadas de la Loma de Muñeco. Puede notarse que en el eje de este se ha desarrollado algunas característica kársticas.

La segunda de estas áreas situada en el extremo noreste de la Hoja, al este del Rio San Juan, forma las mayores elevaciones llegando hasta los 1,610 (msnm), corresponde al inicio del flanco sur de La Cordillera Central. Esta zona está formada por rocas metasedimentarias de la Formación Ocoa. Tiene un patrón de escorrentías superficial definida hacia el Suroeste.

La tercera área y más representativa de la hoja corresponde a las mesetas formadas por flujo de lavas volcánicas, están presente en la parte central de la hoja, interrumpiendo el

Valle de San Juan. Están orientados en general hacia el sur, las elevaciones de estas mesetas depende de la etapa en que fueron formadas (OLADE 1980, indica los episodios diferentes de volcanismo, clasificándolo precisamente en base a la morfología que presentan), estos flujos de lavas en el extremo noroeste de la hoja no forman mesetas de igual tamaño.

La cuarta corresponde a las terrazas que forman el Valle de San Juan, es el área morfológica más extensa en la hoja, abarcándola en toda sus extensión E –w. ocupa la zona más baja topográficamente alrededor de los 400 MSNM.

La quinta área es la correspondiente al extremos suroeste forma el flanco sur del sinclinal del Valle de San Juan y está formado por Las Formaciones Terciarias: Arroyo Seco, Arroyo Blanco y Trinchera. Esta área es muy limitada y está orientada más/menos 130° formando elevaciones moderadas. Parte de esta está cubierta de Abanicos Aluvionales.

### **5.3. Morfogénesis**

Desde el punto de vista morfogénéticos, la Hoja Geológica Pedro Corto (5972-IV), se puede dividir en dos, los dominios continentales y los del dominio marino.

#### **5.3.1 Dominio Continental**

Este está formado por diferentes unidades morfológicas, entre las cuales podemos citar: abanicos aluviales, terrazas y mantos de derrubios.

##### **5.3.2.1 Génesis Fluviales**

###### **5.3.2.1.1 Abanicos Aluviales.**

La presencia de esta en la hoja es notable, sobre todo en el extremo sur y oeste, donde va estrechándose el Valle de San Juan. Aparecen descolgando de cada flanco del sinclinal que forma el Valle, sientos más notorios los de la parte norte que aunque no tengan gran longitud a partir de ápice, si son muy extenso, extendiéndose desde la parte este de la Loma Rusia y Cerro Plantón, hasta el Cerro Claudio donde son interrumpidos por las coladas lávicas, que tiene una mayor altitud que los abanicos. Cubren parte de las formaciones terciarias, lo cual hace muy difícil la delimitación y distinción de estas, sobre todo la Formación Trinchera que es muy poco lo que aflora en esta zona. En cambio, los abanicos de la parte sur son más pequeños, en parte afectados por la erosión paralela a estos a que han sido sometidos por las diferentes escorrentías que se desarrolla en esta



parte. Estos son la continuación de los abanicos que tienen cubriendo desde la hoja topográfica de derrumbadero a la Formación Trinchera, Arroyo Blanco y Arroyo Seco.

La poca presencia de los abanicos en esta zona se contradice en las características fisiográficas y geológicas de la zona, ya que es de mayor elevación y existen numerosas fallas, dos de las condiciones primordiales para la formación de estos. Aunque si se han desarrollados grandes depósitos de mantos de derrubio, esto tal vez debido a lo escaso de las corrientas que bajan de esas elevaciones, y los ríos que existen no son apropiados para la formación de abanicos por lo ancho de su cauce y poca velocidad de las corrientes.

### **5.3.2.1.2 Terrazas Fluviales**

Las terrazas fluviales son de gran representación en la hoja y están extendidas en todas estas, pudiendo identificar dos niveles de terrazas, aunque en casi toda la hoja solo existe un nivel.

Las terrazas más viejas es posible localizarlas en los márgenes de los grandes ríos, sobre todo en el Rio San Juan donde incluso podrían diferenciarse hasta tres niveles. Generalmente estas no son tan amplias, aunque al sureste de la confluencia del Rio Maguana y el San Juan, adquiere gran tamaño extendiéndose hasta la Hoja de Juan de Herrera.

En la zona sur no es posible identificar más de un solo nivel de terraza.

Las terrazas están compuesta por diferente tipos de sedimentos, todo dependiendo de la fuente que lo origino, sobre todo arenas, limos y gravas.

Además de los márgenes de Ríos San Juan y Maguana, se han desarrollado terraza en los Ríos Yacahueque y Yabonico.

### **5.3.2.2. Génesis de Pendiente**

#### **5.3.2.2.1 Mantos de Derrubio**

Son muchos los depósitos de este tipo que se dan en la hoja, sobre todo en la mitad septentrional donde se encuentran las mayores elevaciones, los de mayor extensión y espesor son generalmente los formados por sedimentos volcánicos sobre todo alrededor de la Loma La Rusia, Cerro Los Barreros, Cerro Platón, El Guanal y Los Quemados;

aunque también se han desarrollado con otro tipo de materiales como el de los cercadillos donde se ven clastos de las Formaciones Sedimentarias.

En la porción noreste, se da uno de muy gran espesor formado de clasto de la Formación Ocoa, debajo de la Loma de Sabaneta. Este va alineado paralelo a la Loma y estos sedimentos aunque no son menos resistentes que los volcánicos, están bien conservados ya que el transporte ha sido menor. Estos tienen una pendiente mayor que aquellos.

#### **5.3.2.2 Meseta Volcánicas**

Aunque no son formaciones sedimentarias, estas podrían enmarcarse en el dominio continental, ya que estas le dan una morfología característica a la zona. En estas mesetas son notorias, algunos conos volcánicos que evidencian la procedencia de parte de este material, aunque en su gran mayoría no se sabe con exactitud de donde provienen, aunque podría asegurarse en el caso de las lavas que no fueron expulsados por estos conos, sino por fallamiento en la parte norte de la hoja.

#### **5.3.2.3 Dominio Marino**

Dentro del dominio marino pueden considerarse todas las formaciones de origen marino, a partir de la formación Arroyo Blanco Mioceno Medio Inferior.

## **6. HISTORIA GEOLÓGICA**

Los materiales más antiguos que afloran en la hoja corresponden a la Formación Tireo, correspondiente a un arco de islas desarrollado durante el Cretácico Superior sobre una meseta oceánica de edad Cretácico Inferior, correspondiente a la Formación Duarte, no representada en la hoja. El vulcanismo de la Formación Tireo es submarino, probablemente en aguas bastante profundas, y evoluciona desde un quimismo de tipo toleíticos a otro de tipo calcoalcalino a lo largo del Cretácico Superior. En parte de modo contemporáneo al depósito de los materiales volcanosedimentarios de la Formación Tireo, tiene lugar el emplazamiento de batolitos de naturaleza ácida representados en la hoja por los afloramientos correspondientes al macizo de Loma del Tambor.

Durante el Campaniano, y posiblemente ya desde el Santoniano tiene lugar en el bloque de Trois Rivières el depósito de las facies turbidíticas de la unidad de Aguamite, mientras que sobre la cordillera central se depositan facies de talud en la hoja de Arroyo Limón, y más al norte, en la hoja de Jicomé facies de plataforma. Tres paleocorrientes medidas por Dolan (1989) en la Hoja de Bánica indican una procedencia Noroeste de los aportes.

Durante el Campaniano Superior y Maastrichtiano tiene lugar el depósito de las calizas pelágicas de la unidad de Bois de Laurence, coincidiendo probablemente con ascenso relativo del nivel del mar. La actividad volcánica del arco de isla, prosigue simultáneamente al depósito de la Formación Trois Rivières al menos hasta el Maastrichtiano Inferior.

Aunque en la Hoja no hay representación de materiales paleógenos, por datos de la hoja de Bánica, se sabe que hubo en esta región un vulcanismo de tipo basáltico, asociado a facies marinas someras.

Los materiales terciarios más antiguos representados en la hoja corresponden a la Formación Neiba, de edad Eoceno Medio-Oligoceno, con facies de plataforma distal tipo rampa. En las hojas situadas más al norte (Arroyo Limo 5973 III y Bánica 5973 II) se encuentran representados por materiales coetáneos con facies de plataforma carbonatada somera. La parte media del Oligoceno está representada en la hoja por la unidad de Catanamatías cuyo depósito parece corresponder a un cañón submarino con flancos situados en los extremos oriental y occidental de la Sierra de Catanamatías.

El inicio del depósito de la formación Sombrero tiene lugar en el Oligoceno Superior simultáneamente a la deformación transpresiva de la Sierra de Catanamatías. Esta deformación se continua a lo largo de todo el Mioceno y prosigue con menor intensidad hasta época reciente, de modo que el relleno neógeno de la Cuenca de San Juan tiene un carácter sintectónico, más marcado en el intervalo Mioceno-Plioceno, con desarrollo de numerosas discordancias internas y progresivas en los materiales de esta edad.

Durante el cuaternario predominan en la zona los movimientos de elevación, dando lugar a un fuerte encajamiento de la red fluvial. Es de destacar la presencia en el borde Sur de la Hoja de un vulcanismo cuaternario de tipo basáltico máfico-alcálico.

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la hoja no ha sido encontrado ningún indicios de mineralización metálica, en su gran mayoría está compuesta por materiales sedimentarios, salvo una franja de roca volcánicas muy meteorizadas y el vulcanismo reciente de San Juan, al cual no se ha estudiado en ese sentido; solo puede tener algún sentido económico los yacimientos no metálicos, de calizas y conglomerados como canteras.

Las principales explotaciones que se realizan en la zona corresponden a diversos tipos de canteras, los cuales proveen materiales para la industria de la construcción, sobre todo los conglomerados que son los más comunes en toda la hoja, y son explotados periódicamente dependiendo de la actividad de construcción y arreglo de carreteras donde son mayormente usados. Al sur de la carretera Sánchez hay una cantera de gran tamaño construida por el conglomerado de Arroyo Seco en su facies intermedia, tiene una

gran cantidad de clastos volcánicos. De igual manera son utilizadas las canteras al este del Rio San Juan en la cercanía de la Maguana donde se utiliza los conglomerados de la formación Arroyo Blanco. Este último ha sido usado en la construcción de todos los caminos vecinales de la zona.

Las rocas volcánicas son también utilizadas como canteras, hay distintos afloramientos con este uso, entre los que podemos citar los de la cañada El Sillón al oeste del Cerro Sumido, estas generalmente son utilizadas en controles de taludes en contribución de los canales de riesgo.

Las rocas volcánicas podrían tener ciertas utilidades como fertilizantes. Han sido tomadas muestras de estas para ser analizadas en la BGR (Alemania), para determinar su posible uso como fertilizantes.

Estas rocas volcánicas fueron estudiadas por OLADE, en el proyecto de investigación geotérmica en la Republica Dominicana, las cuales no resultaron interesantes desde el punto de vista geotérmico, por la ausencia de fuentes termales; además el carácter primitivo de las lavas lo cual indica un acceso directo a partir del manto, no es indicio favorables para la existencia de un posible depósito geotérmico cercano a la superficie.

Las calizas indiferenciadas podrían tener cierto uso económico, aunque su localización podría imposibilitarlo.

En la parte del valle, la cual forma parte de la cuenta de Azua-San Juan, han sido realizado estudios encaminados a la búsqueda de petróleo.

## **7.1 Recursos Hídricos**

Esta hoja se caracteriza por su poca escorrentía superficial, sobre todo en la parte central, teniéndose solo algunos ríos importantes en ambos extremos de la hoja, en el este El Rio San Juan y El Maguana y en el oeste El Rio Yabonico. Aparte de estos, existen varios cursos de cañadas y Arroyos los cuales tienen agua en muy pocas y pequeñas temporadas, ya que aparte de no contar con una gran precipitación, la infiltración es muy grande, sobre todo en los conglomerados de la Formación Arroyo Seco, aunque localmente en los basaltos pueden encontrarse pequeñas escorrentías por la gran impermeabilidad que presentan estas rocas. Se puede notar como en el Arroyo Guanábano desaparece la escorrentía al entrar en zona donde afloran los conglomerados.

Los recursos hidrogeológicos, aunque son pocos, están siendo utilizados principalmente por la presa de sabaneta sobre el Rio San Juan, de la cual se deriva una gran red de

canales de riego, los cuales casi cubren todo el Valle de San Juan, aproximadamente unas 17, 577 hectáreas.

Desde el punto de vista hidrogeológico, tiene muy buena característica de acuíferos las terrazas que forman El Valle, y los conglomerados de la formación Arroyo Seco. Actualmente han sido construidos varios pozos, para abastecimiento de pequeñas comarcas de unos 30 pies de profundidad. Estas generalmente están construidos cerca del cauce de los Arroyo los cuales sirven de recarga en los periodos de lluvia.

## **8. BIBLIOGRAFÍA**

**ACUATER (2000): Estudio Hidrogeológico Nacional. Valle de San Juan. Mapas y Memoria. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.**

**AMARANTE, J.F. y GARCIA, J.M. (1990): Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranjo. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Técnica. p. 1-134.**

**AMARANTE, J. F. y LEWIS, J. F. (1995): Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti; Geological Society of America, 1995 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 27, p. 240.**

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

**BARRETT, T.J. y MACLEAN, W.H., (1999): Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, Nº 8: 101-131.**

**BERMÚDEZ, P.J. (1949): Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratior of. Foraminiferal Research, Special Publication Nº 25, 322 pp.**

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

**BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles); These Doctoral. Université Pierre et Curie, Paris, 215 p

**BOISSON, D. (1987):** Étude géologique du Massif du Nord d'Haiti (Hispaniola Grandes Antilles); Un édifice de nappes Crétacé polyphase. These de Doctorat Université Marie et Pierre Curie. Paris, France, , 173 p.

**BOWIN, C. O. (1960):** Geology of central Dominican Republic. Ph. D. Thesis, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

**BOWIN, C. O. (1966):** Geology of central Dominican Republic; a case history of part of an island arc; Caribbean geological investigations. Memoir - Geological Society of America, pp. 11-84.

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

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

**BUTTERLIN, J. (1960):** Géologie générale et régionale de la République d'Haiti. Institut des Hautes Etudes de l'Amérique Latine. Paris. 194pp.

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

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

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

**CLARK, M.G., HORN, S.P. y KENNETH, O.H. (2002):** High-Elevation Savanna Landscapes in the Cordillera Central, Dominican Republic, Hispaniola. Mountain Research and Development 22 (3) pp. 288-295.

**CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. y GREEN, D.H. (1989):** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En A.J. Crawford (ed.). Boninites and related rocks. Unwin Hyman London, 1-49.

**DÍAZ DE NEIRA, J.A., (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía

**Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo**

**DÍAZ DE NEIRA, J.A. y HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-II (Sabana Quéliz) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.**

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

**DOLAN, J.F. (1988): Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Ph.D. Thesis, University of California, Santa Cruz, 235 p.**

**DOLAN, J.F. (1989): Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles; discussion with examples. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73: 1233-1246.**

**DOLAN, J.F. y MANN, P., (eds.). (1998): Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper 326, 174 p**

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

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

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

**DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997):** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.

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

**DRUMMOND, M.S. y DEFANT, M.J., (1990):** A model for trondhjemite-tonalita-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.

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

**ELECTROCONSULT (1983):** Estudio de pre-factibilidad del área geotérmica YayasConstanza. República Dominicana. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional, 23p. (Inédito).

**ESCUDE R VIRUETE, J. (2004):** Informe sobre la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas de Basamento Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

**FRIEDMAN, R. (2004):** Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

**FUENTE, S. de la. (1976):** Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente ; Santo Domingo, 272 p.

**GARCÍA LOBÓN, J. L. (2004):.** Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto “K” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

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

**GILL, J.B., (1981):** Orogenic andesites and plate tectonics. Springer verlag, New York, 390 pp.



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

**GÓMEZ SAINZ de AJA, J.A., MARTÍN FERNÁNDEZ, M. 2000: Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-I (Constanza) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.**

**HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000a): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.**

**HERNAIZ HUERTA, P.P., (2000b): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo**

**HERNAIZ HUERTA, P.P. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002): Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37, 183205**

**HEUBECK, C. y MANN, P. (1991): Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis, (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 315-336.**

**HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J. y MONECHI, S. (1991): Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. Sedimentary Geology, 70, 1-32.**

**JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) Y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) (1984): Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokyo, 22 pp.**

**JENSEN, L. S., (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, p. 22**

**JIMÉNEZ, G. y LEWIS, J. F. (1987): Petrología del área de Restauración, Republica Dominicana. Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe, 10, p. 445-453.**

**JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T. y FONDEUR, L. (1998): Proyecto depositos auríferos de Restauración. Republica Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.**

**KROGH, T. E. (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, p. 637-649.**

**LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMÉNEZ, J.G. y DOMÍNGUEZ, H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.**

**LEWIS J. F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P. P., GUTIERREZ, DRAPER G. & PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Subdivisión geoquímica del Arco Isla CircumCaribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. Acta Geológica Hispánica, 37, p. 81-122.**

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

**LOUCA, K. (1990): Geological setting and base and precious metal deposits of northern Haiti; Transactions of the 12th Caribbean geological conference. Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe, 12, p. 200-216.**

**LUDEN, J., GELINAS, L. y TRUDEL, P. (1982): Archean metavolcanics from the RouynNoranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Science, 19: 2276-2287.**

**LUDWIG, K. R. (1980): Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. Earth and Planetary Science Letters, 46, p. 212-220**

**LUDWIG, K.R (2003): Isoplot 3.00 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4**

**MAC DONALD, W.D. y MELSON, W.G. (1969): A late cenozoic volcanic province in Hispaniola. Caribbean Journal of Science, 9, (3-4), pp.81-91.**

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

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

**MARTIN, H., (1999): Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46: 411–429.**

**MARTÍN FERNÁNDEZ, M., GÓMEZ SAINZ de AJA, J.A. y DRAPER, G., (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6172-IV (Bonaó) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.**

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

**MESNIER, H.P. (1980): Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. (inedito), Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. p. 1-55.**

**MICHAEL, R.C. (1979): Geology of the South central flank of the Cordillera Central and adjacent portions of the San Juan Valley between Rio San Juan and Rio Yacahueque, Dominican Republic: Washington D.C., George Washington University, 162 p.**

**MICHAEL, R.C. y LEWIS, J.F. (1980): Structure and tectonics of the south flank of the Massif du Nord-Cordillera Central and adjacent portions of the Plateau Central-San Juan valley, Hispaniola. (Abstract). 9th Caribbean Geological Conference. Santo Domingo, Republica Dominicana. p. 50.**

**MONTGOMERY, H. y PESSAGNO, E.A. (1999): Cretaceous microfaunas of the theentComplexes of Blue mountains, Jamaica, of the Northern and Central Basament Complexes of Hispaniola Caribbean. In Mann, P.(ed.) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the Word, 4, Cap.10, pp.237-246.**

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

**PARRISH R. R., RODDICK J. C., LOVERIDGE W. D. y SULLIVAN R. W. (1987): Uraniumlead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada; Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.**

**PEARCE, J.A., (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25: 41-67.**

**PEARCE, J.A., (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich, Shiva, 230-249.**

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

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

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

**RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T. y DePAOLO D.J., (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. Chemical Geology, 145(1-2): 117-152.**

**RODDICK J. C. (1987): Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, p. 2129-2135.**

**RUTH, M.D. (1989): Cenozoic Geology of the western San Juan valley, Dominican Republic. M.S. Thesis. George Washington University, Washington, D.C. 252 p.**

**SHERVAIS, J.W. (1982):** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, 101-118.

**SIGMARSSON, O., MARTIN, H., y KNOWLES, J. (1998):** Melting of a subducting oceanic crust in Austral Andean lavas from U-series disequilibria. *Nature*, 346: 566-569.

**STACEY J. S. & KRAMERS J. D. (1975):** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.

**TAVARES, I., REYNA, M., RODRÍGUEZ, J. y GARCIA, E. (1984):** Formaciones del Suroeste de la República Dominicana, compilación preliminar para la elaboración del léxico estratigráfico nacional. Dirección General de la Minería. Departamento de Geología. Santo Domingo, 45 pp. (Inédito).

**THIRLWALL, M. F. (2000):** Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.

**ULLRICH, T. (2004):** Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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

**VESPUCCI, P. (1980):** Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of hispaniola. 9ª Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, vol 1, pp 379-389.

**VILA, J. M., J. BUTTERLIN, B. LABESSE y MERCIER DE LÉPINAY, B. (1982):** Données nouvelles sur les roches métamorphiques de l'île de la tortue, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, 1103-1106.

**WINCHESTER J.A. y FLOYD, P.A. (1977):** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol 20, 325-343.

**WITSCHARD M. y DOLAN J. (1990):** Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; the Peralta accretionary prism, Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin*, 102, p. 792-806.

**WOODRING, W. P., BROWN, J. S. y BURBANK, W. S. (1924): Géologie de la République d'Haïti. Département des travaux publics, Port-au-Prince, Haïti. pp. 1-710**

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

**Informe geológico de la hoja topográfica 5972 IV Pedro Corto, Proyecto Cooperación Dominico Alemán II. Actividad: Mapeo Geológico cuadrante 5972 San Juan. Realizado por: ing. Ramón Ant. Morrobel R.**