



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLOGICO
DE LA REPUBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000**

**GAJO DE MONTE
(6072-IV)**

Santo Domingo, R.D. 1.999

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada en el período 1997-1999 por PROINTEC, formando parte del Consorcio ITGE-PROINTEC-INYPSA, dentro del Programa de Cartografía Geotemática en la República Dominicana, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Juan Antonio Gómez (GEOPRIN-PROINTEC)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Juan Antonio Gómez (GEOPRIN-PROINTEC)

ESTUDIOS SEDIMENTOLÓGICOS, LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS Y REDACCIÓN DE LOS APARTADOS CORRESPONDIENTES

- Andrés del Olmo (PROINTEC)

MICROPALAEONTOLOGÍA

- M^a Luisa Canales (UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- M^a Teresa Ruiz (GEOPRIN-PROINTEC)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS

-E. Klein (GEOPRIN-PROINTEC)

- M^a Teresa Ruiz (GEOPRIN-PROINTEC)

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Juan Antonio Gómez (GEOPRIN-PROINTEC)

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- M^a Teresa Ruiz (GEOPRIN-PROINTEC)

ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Juan Antonio Gómez (GEOPRIN-PROINTEC)

ESTUDIO DE MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

- Carmen Antón Pacheco (ITGE)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Eusebio Lopera (ITGE)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Unidad Técnica de Gestión del proyecto SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA

- Ing. Iván Tavares

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Album de fotos

INDICE

	<u>Pág.</u>
0. RESUMEN -----	1
1. INTRODUCCION -----	2
1.1. Metodología -----	2
1.2. Situación geográfica -----	3
1.3. Marco geológico -----	5
1.4. Antecedentes -----	7
2. ESTRATIGRAFIA -----	9
2.1. Descripción de las unidades -----	9
<u>2.1.1. Cretácico Superior. Formación Tireo</u> -----	10
2.1.1.1. Formación Tireo (3). Rocas volcanoclásticas, tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas andesíticas-----	21
2.1.1.2. Formación Tireo (4). Coladas andesíticas y basálticas-----	23
2.1.1.3. Formación Tireo (5). Calizas-----	24
2.1.1.4. Formación Tireo (6). Niveles de “chert”-----	25
2.1.1.5. Formación Tireo (7). Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos, rojizos y grises. Campaniano-Maastrichtiano-----	26
2.1.1.6. Formación Tireo (8). Tobas, brechas y rocas volcanoclásticas andesítico-dacíticas-----	27
2.1.1.7. Formación Tireo (9). Intrusivos dacíticos-----	28
2.1.1.8. Formación Tireo (10). Tobas, brechas y lavas riolíticas, dacíticas-----	28
2.1.1.9. Formación Tireo (11a). Intrusivos riolíticos-----	29
2.1.1.10. Formación Tireo (11). Tobas, brechas y lavas riolíticas-----	30
<u>2.1.2. Cretácico Superior-Paleógeno</u> -----	31
2.1.2.1. Batolito de El Río. (12) Tonalitas, leucotonalitas y trondhjemitas-----	31
2.1.2.2. Complejos plutono-volcánicos de tonalitas leucotonalitas, granodioritas y microtrondhjemitas (13)-----	32

2.1.2.3. Tonalitas del Río Yaque del Sur (14)-----	33
2.1.2.4. Rocas filonianas (1 y 2). Diques básicos y diques sálicos-----	34
2.2. Paleógeno-----	I-----34
2.2.1. <u>Eoceno</u> -----	35
2.2.1.1. Formación Ventura (15). Alternancia rítmica de margas, lutitas y areniscas de grano fino. Eoceno inferior-medio-----	39
2.2.1.2. Formación Jura (16). Calizas tableadas blancas. Eoceno medio-----	42
2.3. Cuaternario-----	46
2.3.1. <u>Volcanismo cuaternario</u> -----	46
2.3.1.1. Volcanismo cuaternario (17). Intrusivos y coladas basálticas ----	47
2.3.1.2. Volcanismo cuaternario (18). Coladas y centros de emisión andesíticos-----	48
2.3.1.3. Volcanismo cuaternario (19). Intrusivos traquiandesíticos--	49
2.3.1.4. Volcanismo cuaternario (20). Intrusivos de pórfidos cuarzo-feldespáticos-----	49
2.3.2. <u>Cuaternario sedimentario</u> -----	50
2.3.2.1. Pleistoceno-Holoceno. Depósitos de glacis (21). Gravas, arenas y arcillas-----	50
2.3.2.2. Pleistoceno-Holoceno. Depósitos de terrazas (22). Gravas y arenas-----	50
2.3.2.3. Holoceno. Depósitos de terrazas (23). Gravas y arenas----	51
2.3.2.4. Holoceno. Depósitos de deslizamiento (24). Arcillas, cantos y bloques-----	51
2.3.2.5. Holoceno. Depósitos de ladera y coluviones (25). Cantos, arenas y arcillas-----	51
2.3.2.6. Holoceno. Depósitos de tipo aluvial-coluvial (26). Limos, arenas y arcillas-----	52
2.3.2.7. Holoceno. Fondos de Valle (27). Gravas y arenas-----	52
2.3.2.8. Holoceno. Depósitos aluviales (28). Gravas, arenas, limos y arcillas-----	53
2.4. Geoquímica-----	53
2.4.1. <u>Formación Tireo</u> -----	53
3. TECTONICA-----	63

3.1.Contexto geodinámico de La Española	63
3.2.Marco geológico-estructural de la zona de estudio	68
3.3.Estructuras de los macrodominios y de las tectónicas más recientes	75
3.3.1. <u>Estructura de basamento</u>	76
3.3.2. <u>Estructura del Cinturón de Peralta</u>	80
3.3.2.1. La estructura del Grupo Peralta	83
3.3.2.2. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el Cinturón de Peralta	84
4. GEOMORFOLOGIA	86
4.1. Descripción fisiográfica	86
4.2. Análisis morfológico	87
4.2.1. <u>Estudio morfoestructural</u>	87
4.2.1.1. Formas volcánicas	90
4.2.1.2. Formas estructurales	90
4.2.2. <u>Estudio del modelado</u>	91
4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa	92
4.2.2.2. Formas fluviales	93
4.2.2.3. Formas poligénicas	95
4.3. Evolución dinámica	96
4.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos	98
5. HISTORIA GEOLOGICA	100
5.1. El arco insular del Cretácico superior	100
5.2. La Cuenca peleógena de retro arco	102
5.3. El volcanismo Cuaternario	105
6. GEOLOGIA ECONOMICA	107
6.1. Hidrogeología	107
6.1.1. <u>Hidrología y climatología</u>	107
6.1.2. <u>Descripción hidrogeológica</u>	107
6.1.2.1. Fm. Tireo y granitoides	108
6.1.2.2. Cinturón de Peralta	109
6.1.2.3. Materiales volcánicos cuaternarios	109
6.1.2.4. Depósitos sedimentarios cuaternarios	110
6.2. Recursos minerales	113

6.2.1. <u>Minerales metálicos y no metálicos</u> -----	113
6.2.2. <u>Sustancias energéticas</u> -----	115
6.2.3. <u>Rocas industriales y ornamentales</u> -----	115
7. LUGARES DE INTERES GEOLOGICO (L.I.G.) -----	117
7.1. Relación de los LIG -----	117
7.2. Descripción de los lugares -----	117
8. BIBLIOGRAFÍA -----	120

0. RESUMEN

La Hoja de Gajo de Monte se sitúa a 150 km al NO de la Capital, en el ámbito de la Cordillera Central de la República Dominicana. Se trata, por tanto, de una región muy montañosa ocupada mayoritariamente por la Formación Tireo, de edad Cretácico superior. Esta extensa formación está constituida fundamentalmente por rocas volcanoclásticas, con intercalaciones subordinadas de rocas sedimentarias, volcánicas y subvolcánicas. Además, en el extremo NE de la Hoja aflora un conjunto de rocas plutónicas que forman parte del Batolito de El Río. Por último, en el extremo Sur y Suroeste afloran los sedimentos paleógenos del Cinturón de Peralta.

ABSTRACT

The Sheet of Gajo de Monte is situated 150 km NW of the Capital, in the Cordillera Central of the Dominican Republic. It is a very mountainous region and the majority of the area is occupied by the Late Cretaceous Tireo Formation. This extensive formation covers a very large area of the country and is formed, for most part, from volcanoclastic rocks and subordinate interbedded sedimentary, volcanic and subvolcanic rocks. As well as this, there is, in the northeasterly part of the Sheet, an outcrop of plutonic rocks that form part of the Batolito del Río.

Finally, in the extreme south and southwest appear the Paleogene sediments of the Cinturón de Peralta.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto de la Cartografía geológica básica de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país. Para ello, a través del Convenio de Lomé, la Unión Europea (UE) ha financiado el Programa SYSMIN que comprende todo un conjunto de proyectos en el ámbito de la investigación geológica y minera, así como en la ordenación del territorio y el medio ambiente. Para este proyecto concreto de Cartografía geotemática en la República Dominicana ha resultado adjudicatario el consorcio integrado por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), PROINTEC, S.A. e INYPSA. La supervisión y control del gasto ha sido llevada a cabo por la Unidad Técnica de Gestión (UTG) dependiente de la Unión Europea.

En este proyecto se incluyen, entre otros trabajos, la elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen los cuadrantes a escala 1:100.000 de Constanza (Constanza, 6072-I; Sabana Quéliz, 6072-II; Padre de Las Casas, 6072-III; Gajo de Monte, 6072-IV), Bonao (Hatillo, 6172-I; Villa Altagracia, 6172-II; Arroyo Caña, 6172-III; Bonao, 6172-IV) y Azua (San José de Ocoa, 6071-I; Azua, 6071-II; Pueblo Viejo, 6071-III; Yayas de Viajama, 6071-IV). 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; por ello, a lo largo de la presente Memoria son numerosas las alusiones a otras Hojas, en especial a las que integran las Hojas a escala 1:100.000 de Constanza y en menor medida las del cuadrante de Azua.

La Metodología de trabajo ha consistido, en primer lugar en la recopilación de todos los trabajos disponibles y cartografías geológicas. A continuación se procedió al estudio de la fotografía aérea a escala 1:40.000 del Proyecto Marena (año 84). Además se han utilizado fotogramas a escala 1:20.000 y 1:60.000 para obtener una visión más completa y contrastada del área de estudio. También se han estudiado las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Una vez realizada la fotogeología se inician los trabajos de campo. Estos recorridos de campo se han representado en las fichas de Control de Trabajos de Campo (FCC) que periódicamente el consultor presentó a la supervisión de la DGM. En

ellas se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas, etc), así como los datos de medidas estructurales y localización de fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Riesgos, así como la Geotécnica, ambas a escala 1:100.000.

Una vez finalizada la cartografía de las 12 Hojas se inicia la redacción de las Memorias. Todos estos trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Tecnológico y Geominero de España y la Dirección General de Minería de la República Dominicana e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Gajo de Monte 6072-IV se sitúa en el ámbito de la Cordillera Central de la República Dominicana y constituye el extremo NO del bloque estudiado (citado en el punto anterior, 1.1). En la figura 1.2.1. se ha representado el esquema fisiográfico de La Española tomado de Weyl (1966) y la localización de las 12 Hojas que comprenden este proyecto. Esta Hoja limita al norte con la Hoja de Manabao, al este con la de Constanza, al sur con Padre Las Casas y al oeste con Juan de Herrera.

Desde el punto de vista administrativo, el territorio ocupado por esta Hoja pertenece a las provincias de: La Vega, Azua y San Juan. El tercio oriental de la misma se adscribe a la provincia de La Vega, mientras que el cuadrante NO y el extremo occidental pertenecen a la de San Juan, y el territorio central y sur a la de Azua.

En la Hoja existen áreas absolutamente despobladas, entre las que destaca la abrupta región del NO, donde existe tan solo una casa Forestal. La población se concentra principalmente en el borde oriental y en el sector SO. En la zona oriental se asientan algunos barrios aledaños a Constanza (El Cercado, El Salto) y otros núcleos de población cercanos, entre los que destacan La Culata y Los Corralitos. En el SO existen una serie de pequeñas localidades o pedanías dependientes del Ayuntamiento de Padre Las Casas (La Cucarita, Los Fríos, Los Guayuyos, Botoncillo, Gajo de Monte y Las Cañitas). En general las condiciones de vida son duras existiendo una actividad agrícola importante en zonas de ladera que permiten diversos cultivos, principalmente güandules, habichuelas y víveres diversos.



PROYECTO DE CARTOGRAFIA GEOTEMATICA
EN LA REPUBLICA DOMINICANA

IV	6072	I	IV	I
III		II	III	6172
IV	6074	I		
III		II		

- 6172-I. Hatillo
- 6172-II. Villa Altigracia
- 6172-III. Arroyo Caña
- 6172-IV. Bonao
- 6072-I. Constanza
- 6072-II. Sabana Queliz
- 6072-III. Padre Las Casas
- 6072-IV Gajo de Monte
- 6071-I. San José de Ocoa
- 6071-II. Azua
- 6071-III. Pueblo Viejo
- 6071-IV. Yayas de Viajama

Fig.1.2.1. Esquema fisiográfico de la Española segun Weyl (1966) y localización de la zona de estudio

Una de las características primordiales de la Hoja es su acusado relieve existiendo numerosas montañas que superan los 2.000 m de altitud (Gajo de la Pelona (2.731 m); Cabecera del Aº Gajo del Toro (2.401 m); Culo de Maco (2.229 m); Loma de las Peñas (2.069 m); Firme de los Cayetanos (2.144 m); Loma de los Camarones (2.180 m), etc, estas alturas contrastan con las observadas en la base del Río Grande (Río en Medio) o sus afluentes, con apenas 600 m de altitud, en el sector sur de la Hoja.

La red hidrográfica está constituida por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter perenne. A este respecto conviene resaltar que en esta Hoja o en áreas aledañas a la misma, se sitúan las cabeceras de algunos de los ríos más importantes de la República Dominicana. Este es el caso del Río Yaque del Sur que nace entre el Gajo de la Pelona y el Pico Duarte, justo en el borde NO de la Hoja. Algo similar puede decirse del Río Yaguesillo, afluente del Río Grande (Río en Medio). En general, se puede estimar que prácticamente toda la superficie de la Hoja pertenece a la cuenca de San Juan, salvo una pequeña esquina del NE que pertenece a la cuenca del Río Yaque del Norte.

Debido a la complicada orografía, la accesibilidad es muy mala, existiendo solamente algunos caminos aptos para vehículos todo-terreno. Así, desde Constanza parten dos caminos que facilitan los accesos al tercio oriental de la Hoja. Uno de ellos discurre por la Casa Forestal de “Los Bermudez”; y la mina de Caolín. El otro camino, parte del Barrio de El Cercado y pasando por Los Corralitos cruza el Río Grande y permite acceder hasta las proximidades de El Limoncito. Para llegar a los núcleos de población del SO de la Hoja, hay que volver a la capital, o bien atravesar la Cordillera desde Constanza a San José de Ocoa y desde Padre Las Casas, seguir una pista que llega a Arroyo Cano y asciende a Los Frios. No obstante, esta pista sólo penetra unos 5-6 km en esta Hoja, hasta las inmediaciones de Los Guayuyos y El Montazo y además no es accesible en épocas de lluvias.

1.3. Marco geológico

La Hoja de Gajo de Monte se encuentra situada dentro del dominio de la Cordillera Central. En la Fig. 1.3.1., tomada de Draper y Gutiérrez (1997) se observa que la mayor parte del territorio ocupado por la Hoja pertenece a la Unidad Geológica de Tireo, salvo un pequeño sector del S y SO que pertenece al Dominio del Cinturón de Peralta, y el extremo NE que está ocupado por las rocas plutónicas del Batolito de El Río.

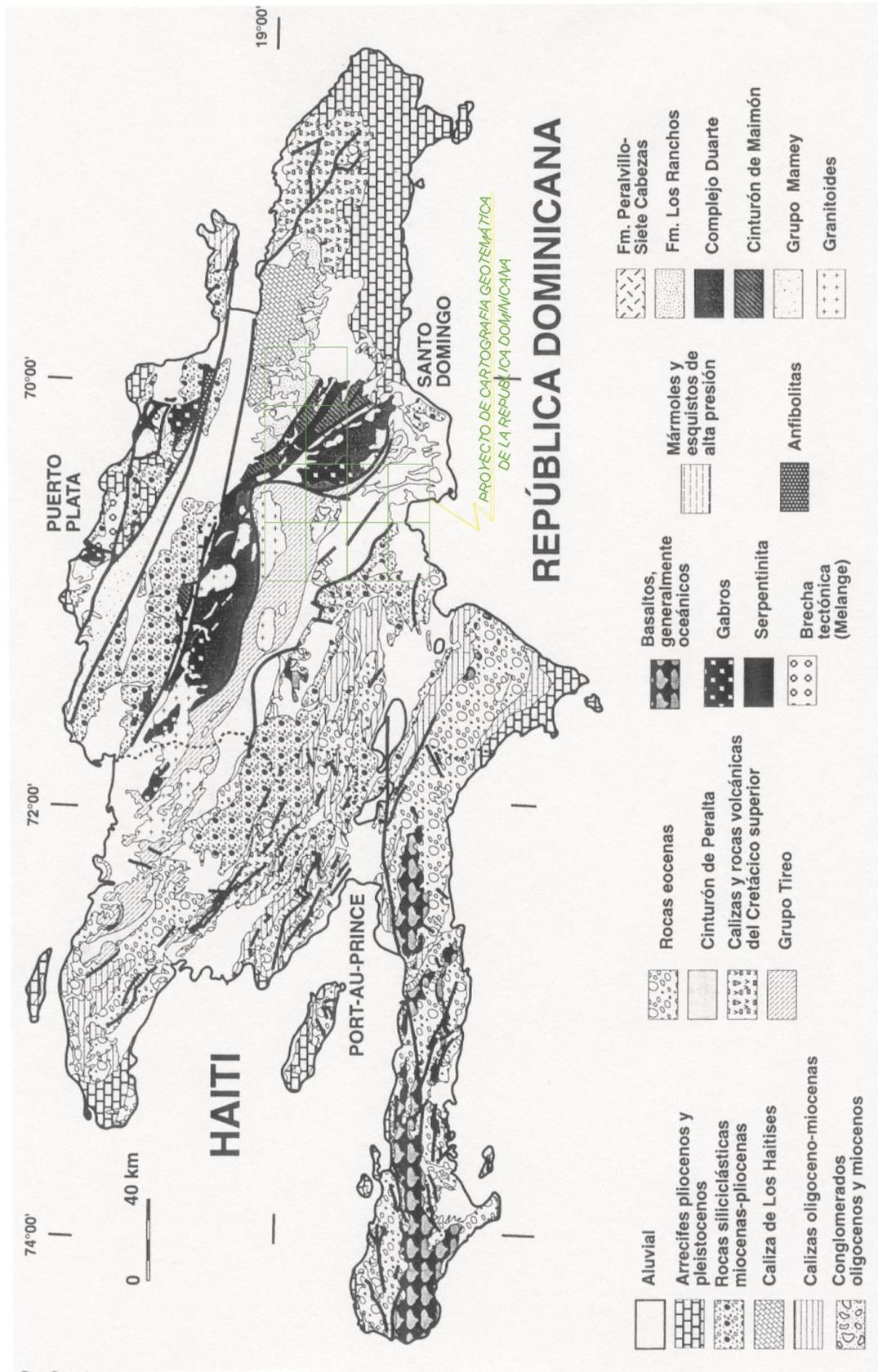


Fig. 1.3.1. Esquema geológico de La Española según Draper y Gutierrez (1997) y localización de la zona de estudio

La Formación Tireo está constituida mayoritariamente por rocas volcánicas y volcanoclásticas generadas durante la actividad de un arco insular de edad Cretácico Superior. Se trata, por tanto, de los materiales más antiguos que afloran en la Hoja y que constituyen el basamento de la misma. Concretamente, en esta Hoja están muy bien representadas las facies más puramente volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Tireo, con gran abundancia de pequeños cuerpos hipoabisales o subvolcánicos de composición tonalítica y trondhjemitica. Entre estos macizos tonalíticos destacan por sus dimensiones los del Río Yaque del Sur situado en el extremo occidental de la Hoja y el Batolito de El Río que ocupa una enorme extensión dentro de las Hojas de Constanza, Jarabacoa, Manabao y en ésta aquí estudiada de Gajo de Monte.

El Cinturón de Peralta es una unidad estructural que aflora extensamente a lo largo del flanco Sur de la Cordillera Central y que está constituido mayoritariamente por sedimentos acumulados en una cuenca trasera de arco, durante el Paleógeno. En las Hojas situadas más al sur se observa mejor la estructura de esta unidad constituida por una serie de pliegues y cabalgamientos con vergencia generalizada hacia el suroeste. En ésta se observa de una parte el cabalgamiento frontal de la Formación Tireo sobre esta unidad en el sector suroeste de la Hoja, y de otra parte, la disposición discordante de los materiales del Grupo Peralta sobre la Formación Tireo, en el extremo sur de la Hoja (Alto del Escuchadero).

Los volcanes cuaternarios están poco representados siendo su mejor exponente el edificio El Mogote situado junto a la localidad de El Tetero. Estos volcanes están mejor representados hacia el sur y oeste siguiendo la franja definida por las localidades de Yayas de Viajama y Constanza.

En lo que se refiere a los depósitos sedimentarios cuaternarios tienen también poca entidad salvo en las depresiones de Constanza, la Culata y Valle del Tetero en que se observa una mayor cantidad de aportes que ha dado lugar a afloramientos representativos.

1.4. Antecedentes

Debido al gran número de trabajos que existen acerca de la Cordillera Central y del Cinturón de Peralta, sólo se han señalado los que se consideran del máximo interés para la elaboración de la Hoja. Uno de los trabajos clásicos y básicos en el conocimiento de la

geología de la región central de la República Dominicana es la publicación de Bowin (1966).

Posteriormente Mesnier (1980) realiza un trabajo sobre las posibilidades mineras de la Formación Tireo en el área de Las Cañitas. Este informe sirve de base para posteriores investigaciones llevadas a cabo por geólogos japoneses, tanto en el área de Las Cañitas como en las inmediaciones del Pico Duarte y en Mata Grande (JICA & MMAJ, 1984).

También han contribuido al conocimiento geológico de la región las Tesis Doctorales llevadas a cabo por diversos investigadores de Universidades americanas, entre las que cabe señalar las de: Dolan (1.988) que estudia la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores); Mann (1.983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de la Española y Jamaica, y que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de proporcionar su interpretación geodinámica.

Asimismo son de gran interés los trabajos de Lewis (1982 a) y Lewis et al (1987) y sobre todo el artículo de Lewis et al (1991) relativo a la Formación Tireo e incluido dentro del volumen especial de la Sociedad Geológica de América (nº 262). Este documento supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos del país y es básico para la realización de trabajos posteriores.

En lo que se refiere a cartografías geológicas de síntesis hay que mencionar la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1.966). Posteriormente, la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario, en colaboración con la Misión Alemana (1.991), elaboran otra síntesis geológica a la misma escala, pero con una calidad y detalle superior.

También hay que resaltar la labor de unificación de términos llevada a cabo por la D.G.M. con el fin de normalizar, sistematizar y evitar posibles errores de nomenclatura. Para ello elaboró el Léxico Estratigráfico Nacional.

Por último, han sido de gran utilidad para la realización de la Hoja, las investigaciones geotérmicas de Olade (1980); Electroconsult (1983) y la efectuada por la Dirección General de Minería (DGM, 1984) que cubre toda la región volcánica desde Yayas de Viajama-Constanza.

2. ESTRATIGRAFIA

Una de las características principales de la Hoja de Gajo de Monte es la enorme extensión que ocupan en ella las rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo, ya que la cubren casi totalmente. En el extremo NE esta unidad es intruida por el Batolito de El Río y en los extremos S y SO aparecen las rocas paleógenas del Cinturón de Peralta.

Los materiales más antiguos que afloran en ella son los pertenecientes a la Formación Tireo, de edad Cretácico superior. A grandes rasgos pueden distinguirse los siguientes conjuntos:

- La Formación Tireo corresponde a rocas volcánicas del arco isla del Cretácico superior. Se trata de una potente serie de rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de niveles de calizas, areniscas, chert y jaspes rojos.
- Rocas ígneas pertenecientes al Batolito Tonalítico de el Río intruyen en el extremo NE de la Hoja. Además hay otras intrusiones menores de tonalitas como las del Río Yaque del Sur (NO) y las de Loma de las Peñas (SE).
- Materiales paleógenos, correspondientes al Cinturón de Peralta, dominio típico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Se trata de una serie muy potente de depósitos marinos de facies profundas, que afloran en el extremo sur y suroeste.
- Materiales cuaternarios de origen volcánico de diversa composición, que afloran de manera dispersa en la mitad sur de la Hoja.
- Materiales cuaternarios de origen sedimentario, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores de forma irregular. Su origen es muy variado, aunque en todos los casos están ligados a un régimen continental.

2.1. Descripción de las unidades

A continuación se realiza el desarrollo pormenorizado de las características de todas las unidades que afloran en la Hoja siguiendo un orden cronológico de más antiguo a más moderno y tomando como referencia la leyenda del mapa geológico adjunto.

2.1.1. Cretácico superior. Formación Tireo

Se trata de los materiales más antiguos que afloran en la Hoja ocupando mayoritariamente la misma. Son un conjunto de rocas volcanoclásticas e ígneas con intercalaciones esporádicas de niveles sedimentarios que constituye mayoritariamente los relieves de la Cordillera Central. Han sido denominados como Terreno Tectónico de Tireo (Mann et al., 1991) y forman parte de un conjunto de fragmentos interpretados en un contexto de arco insular. Estos afloramientos atraviesan la isla de La Española con dirección NO-SE, tanto por territorio dominicano como haitiano y cabalgan hacia el SO sobre el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta mediante la zona de falla de San José-Restauración. Al NO es cabalgado por el Terreno Tectónico de Duarte a través de la zona de falla de Bonao-Guacara.

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en las Hojas que componen el presente Proyecto. Concretamente aflora en siete de ellas, ocupando mayoritariamente las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, y de modo parcial las de Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Arroyo Caña, Bonao y San José de Ocoa. En conjunto constituye una franja de unos 290 Km de longitud por 35 km de anchura, constituida mayoritariamente por rocas volcanoclásticas, lavas e intercalaciones de rocas sedimentarias. Además el conjunto está intruido por numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales. En general da lugar a los relieves más importantes de la isla extendiéndose hacia el NO, fuera de la zona de estudio, por el área de Restauración, hasta enlazar con las series del Terrier Rouge y series de la Mina en el macizo del norte en Haití. El límite norte queda definido por la falla de Bonao-Guaraca y el sur, por la zona de falla San José-Restauración. Por el SE, la formación se extiende hasta las proximidades de Bani (Área de El Recodo).

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1960, 1966), aunque posteriormente han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980); Lewis et al. (1991) y por JICA y M.M.AJ (1984).

Tradicionalmente, ha habido cierta controversia en cuanto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior); Lewis et al (op. cit) proponen introducir el término Grupo Tireo dividiéndolo en dos (Grupo Tireo inferior y Grupo

Tireo superior). Aunque parece más correcto denominar al Tireo como “Grupo”, dadas sus enormes variaciones en el quimismo de las rocas y en las unidades litológicas, en este proyecto se ha mantenido el nombre tradicional de Formación Tireo por ser un término ya muy aceptado, pero sin darle un carácter formal a la misma y sabiendo que incluye diversos términos que por si solos podrían corresponder a formaciones. La división realizada por Lewis et al (op. cit) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas, (básicas o sálicas, respectivamente), mientras que la división de JICA & MMAJ (op.cit.) conjuga otros criterios.

Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de la cartografía geológica. Estas dificultades cartográficas se deben por una parte al carácter extremadamente monótono que presentan estos materiales volcanoclásticos y por otra 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 excelente trabajo de JICA & MMAJ (1984) se centra en la exploración minera en áreas próximas al Pico Duarte y Las Cañitas (sector centro-occidental, de la Hoja de Gajo de Monte). Sin embargo, la mayoría de las observaciones de Lewis et al (1.991) se centran en Restauración, y en los sectores más orientales (Constanza, Valle Nuevo, Río Blanco).

En este proyecto, al tener que cartografiar sistemáticamente una gran parte de esta formación, se ha podido comprobar, que pese a la monotonía de los términos volcanoclásticos, existen ciertas diferencias entre unos sectores y otros. Así, han resultado convenientes las visitas conjuntas con asesores, expertos y todos los miembros del equipo de trabajo para unificar criterios.

A grandes rasgos puede indicarse, que mientras en la Hoja de Gajo de Monte predominan los términos volcánicos y volcanoclásticos masivos, con frecuentes apuntamientos de rocas intrusivas e hipoabisales, en el sector más oriental (Constanza-Río Blanco), se observan una serie de intercalaciones sedimentarias (calizas, lutitas, areniscas, hemipelagitas, etc) que confieren a la formación Tireo un carácter más estructurado. Este hecho, unido a la existencia de rocas sálicas, en la zona de Valle Nuevo, y a los datos paleontológicos, han permitido realizar una incipiente estratigrafía de la Formación Tireo que aparece reflejada en el Cuadro 2.1. y que de muro a techo sería como sigue:

1. Rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de lavas andesíticas
2. Calizas de Constanza y Serie de Río Blanco. Se trata de una unidad eminentemente sedimentaria datada por microfauna como Cenomaniano-Turoniano
3. Rocas volcánicas y volcanoclásticas masivas con intercalaciones de niveles subordinados de chert y coladas.
4. Niveles de lutitas, chert y calizas (El Convento)
5. Rocas volcanoclásticas, tobas cloritosas, niveles de tobas de lapilli alteradas y jaspes de manganeso.
6. Rocas sálicas: (Coladas, domos y brechas de dacitas, riolitas)
7. Calizas tableadas de edad Maastrichtiano

Como puede observarse por las descripciones litológicas, las unidades 1, 3 y 5 presentan características muy similares, siendo muy problemática su individualización cartográfica; sólo cuando aparecen en contacto con los miembros de Constanza, Valle Nuevo y El Convento, puede tentativamente establecerse estas separaciones. Por este motivo, en la cartografía geológica a escala 1:50.000 no se han individualizado estas unidades, optándose por unificar en una sola unidad las tobas y rocas volcanoclásticas básicas de la formación Tireo que constituirían el conjunto volcanoclástico principal. Si se han individualizado, sin embargo, las restantes unidades: calizas de Constanza, chert de El Convento, Serie de Río Blanco, Calizas del Maastrichtiano, así como las coladas básicas (andesitas, basaltos ("s.l.)) o el resto de unidades sálicas (dacitas, riolitas) etc.... En general podría decirse, que el criterio seguido por todos los miembros del equipo de trabajo ha sido uniforme, a la hora de realizar la cartografía geológica de esta vasta unidad, intentando siempre en la medida de lo posible realizar las mayores precisiones cartográficas. Esto ha llevado en ocasiones a exagerar ligeramente algunos niveles de poco espesor como chert y calizas ya que su cartografía ayuda a la comprensión de la estructura general de la formación, y además, en ciertos casos, aparecen relacionados con cabalgamientos. Asimismo, la existencia de fauna en algunos de estos niveles ha permitido realizar precisiones de edad en estas monótonas series volcánicas y volcanoclásticas.

También se han individualizado las coladas andesíticas y basálticas y las intrusiones

o domos que aparecen intercaladas entre la sucesión de tobas y rocas volcanoclásticas de la Formación Tiro. En el cuadro adjunto aparece reflejada la estratigrafía propuesta por los distintos grupos de trabajo. Como puede observarse la propuesta en este trabajo combina en cierto modo las dos anteriores.

John Lewis et al., 1991		Jica & Mmaj, 1984		En este Proyecto (SYSMIN, 1999)	
GRUPO TIREO SUP.	<p>Volcanismo ácido:</p> <p>Lavas, rocas piroclásticas y tobas re TRABAJADAS mayoritariamente de composición dacítica y riolítica (keratófidos)</p>	TIREO SUPERIOR	(Tus) = Argilitas y alternancias de argilitas y tobas de lapilli andesíticas con intercalaciones de calizas y lavas andesíticas	Fm. TIREO SUPERIOR	<p>7. Calizas tableadas de edad Maastrichtiano</p> <p>6. Rocas sálicas: (Coladas, domos y brechas de dacitas riolitas)</p> <p>5. Rocas volcanoclásticas, tobas cloritosas, niveles de tobas de lapilli alteradas y jaspes de manganeso.</p>
	GRUPO TIREO INFERIOR	<p>Volcanismo básico:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Miembro Calizas de Valle Nuevo - Miembro Chert de El Convento - Miembro Calizas de Constanza - Matabasaltos con alto contenido en TiO₂. Tobas vitroclásticas verdosas 	TIREO MEDIO		
TIREO INFERIOR			(Tla) = Coladas andesíticas con intercalaciones delgadas de rocas piroclásticas andesíticas		

CUADRO 2.1. Correlación estratigráfica entre diferentes autores

Aunque tradicionalmente siempre se señalaba que las rocas del Tireo inferior eran de composición andesítica, en las muestras realizadas se ha comprobado que muchas de ellas corresponden a tipos basálticos, andesitas-basálticas e incluso rocas con textura dolerítica que pueden representar facies hipoabisales o subvolcánicas. Ejemplo de este tipo de rocas hipoabisales de tipo dolerítico (microgabro) sería la muestra AG-9080 tomada en el camino a Los Vallecitos (Hoja de Gajo de Monte), y algunos afloramientos de la zona oriental de la Hoja de Sabana Quéliz (corte del río Nizao). Asimismo, Lewis et al (op. cit) señalan la existencia de metabasaltos con alto contenido en titanio en los sectores próximos al Pico Duarte. Estos materiales parecen corresponder, dentro del sector estudiado, con una serie de coladas basálticas que afloran entre las tobas de la Fm. Tireo en la zona oeste y noroeste de la Hoja de Gajo de Monte, entre la Cruz de Marciliano y el Gajo de la Pelona. Dentro de la Hoja de Gajo de Monte, se ha comprobado que la distribución de los afloramientos de coladas andesíticas y basálticas es muy irregular; ya que la mayoría de ellos se localizan en los sectores occidentales y septentrionales y son muy escasos en toda la mitad sur. Esto obedece a que los términos estratigráficamente más “altos” y diferenciados son los que ocupan el sector sur de la Hoja.

Estos últimos autores, hacen corresponder estos materiales del Tireo inferior con las “Series del Terrier Rouge” en Haití. También en Haití, Louca (1.987) definió cinco unidades litológicas dentro de la Serie de La Mina (equivalente al Tireo superior) que se sitúan en el margen sur del cinturón en posiciones semejantes a las observadas en el Tireo superior, en el sector estudiado. Este último autor (Louca, 1.987) cartografió un horizonte, de 50 m de espesor, de chert y tobas “jaspeadas” (expuestos en el área de Plaisance-Pilatos) que marcan el contacto entre las Series del Terrier Rouge y La Mina. Lewis et al (op. Cit) consideran que es muy posible que esta unidad pueda ser correlacionada con un pequeño afloramiento de “chert” que aparece en la carretera principal, 5 km al sur de Restauración. Estos cherts del sur de Restauración son intruidos por cuarzo-queratófidos en el norte y están en contacto con rocas volcánicas ácidas hacia el sur, y podrían muy bien representar la base de las rocas volcánicas ácidas en el área de Restauración. Esta idea de Lewis et al (op. cit) concuerda también con algunas de las observaciones realizadas en las Hojas estudiadas, aunque no es excluyente, pues se han observado varios niveles de chert intercalados en la serie de Tireo. No obstante, a modo orientativo, hay que concluir (de acuerdo con Lewis et al) que en muchas ocasiones, cuando aparecen estos niveles de chert rojos, comienzan a aflorar a su techo las rocas sálicas del Tireo superior. Así se han observado en la Hoja de Bonaó, en la zona de Masipetro, al NO de la misma; en la Hoja de

Gajo de Monte, en las inmediaciones de Las Cañitas y en la Hoja de Constanza, en la subida a Valle Nuevo, sin bien en esta última Hoja hay varios niveles de chert intercalados en distintas posiciones estratigráficas.

Al realizar un mosaico con la cartografía de todas las Hojas que comprenden este proyecto, se observa que las rocas más “jóvenes” de la Fm. Tireo, esto es las riolitas y las calizas de edad Maastrichtiano, se sitúan en los sectores meridionales más próximos al cabalgamiento Frontal sobre el Grupo Peralta.

Sin embargo, las coladas andesíticas y basálticas que constituyen los términos basales de la Fm. Tireo, alcanzan mayor desarrollo en el sector NO, dentro de la Hoja de Gajo de Monte. Este último dato, concuerda con las observaciones realizadas tanto por Lewis et al. (1991), como por JICA & MMAJ (1984) que señalan que existe una unidad de metabasaltos con alto contenido en TiO_2 , en la zona del Pico Duarte y La Pelona que constituirían la prolongación hacia el norte de estos afloramientos de Gajo de Monte.

Se observa que tanto en la Hoja de Gajo de Monte como en la de Padre Las Casas, los materiales que más abundan son los términos volcánicos y volcanoclásticos, sin embargo, en buena parte de las Hojas de: Constanza, Bonaio y Arroyo Caña aparecen mucha mayor proporción de rocas sedimentarias intercaladas. Esto podría sugerir la existencia de un surco sedimentario en los sectores orientales y nororientales, si bien no hay que olvidar, que dentro de un ambiente de arco-isla (como es el de la Fm. Tireo), las manifestaciones volcánicas pueden ir migrando con el tiempo y ocasionar la compartimentación de cuencas y que no se desarrolle una única cuenca de sedimentación.

Este sector oriental del cinturón está poco estudiado, si bien existen informes de minería efectuados por Mitsubishi (1960) y el U.S. Geol. Survey (1985) y recogidos en Lewis et al (1991). Además de una transversal al Río Blanco realizada por Lewis e Ivan Tavares en 1977. Durante la realización de la cartografía geológica de las Hojas de: Bonaio, Arroyo Caña, Sabana Quéliz, San José de Ocoa y la parte oriental de Constanza, se ha comprobado que mientras los materiales de tendencia N-S de las primeras Hojas citadas pueden corresponder (en “s.l.”) con términos estratigráficos más altos dentro de la sucesión de la Fm. Tireo, en el sector oriental de la Hoja de Constanza aparecen una unidad con predominio de rocas sedimentarias y turbiditas volcanoclásticas que se han distinguido en cartografía como Serie de Río Blanco y que a grandes rasgos puede ser el equivalente

lateral de las calizas de Constanza y de una parte de la unidad volcanoclástica principal, ya que mientras las calizas de Constanza han sido datadas (en los afloramientos próximos a esta ciudad) por Bowin (1966) como Cenomaniano y revisado por Vila (1982) como Turoniano, las calizas expuestas en la secuencia del Río Yuna, y las de la desembocadura de Río Blanco han sido datadas por Bowin como Campaniano med-Maastrichtiano. Hay que recordar que estos últimos niveles (Camp-Maast) corresponden con las “barras” de calizas cartografiadas en las Hojas de Bonaó y Arroyo Caña con orientación N-S; mientras que la “Serie de Río Blanco” (Cenom-Turon) distinguida en el sector SE de la Hoja de Constanza presenta una estructura general E-O, más acorde con las estructuras observadas en esa Hoja. Fuera del área de estudio, hacia el SE, en El Recodo, Lewis et al (op.cit) han señalado que las rocas sedimentarias clásticas y las calizas del final del Maastrichtiano se sitúan discordantemente sobre las rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo.

En el cuadro 2.2., modificado de Lewis et al (1991), se han representado una recopilación de los datos de edad obtenidos mediante micropaleontología por los diferentes grupos de trabajo. Además se incluyen datos de la zona de Restauración tomados del trabajo de Lewis et al (op.cit) y de Robinson (1983).

CUADRO 2.2. RESUMEN DE DATOS CRONOESTRATIGRÁFICOS EN LA FM. TIREO

LOCALIDAD	LITOLOGIA	EDAD	REFERENCIA
Al sur de la Ciudad de Constanza	Biomicrota del Miembro CALIZAS DE CONSTANZA	Cenomaniano	1
Al sur de la Ciudad de Constanza	Biomicrota del Miembro CALIZAS DE CONSTANZA	Turoniano	2
(M.M.-36) 5 km al Este de la Ciudad de Constanza	CALIZAS DE CONSTANZA	Cretácico Superior	6
(MM-50) Río Blanco)	Calizas de la Serie de Río Blanco	Aptiano-Cenomaniano	6
	Biomicrota	Coniaciano med-Santoniano inf.	3
Próximo a Las Cañitas	Biomicrotas rojas, gris-rojizas o verdes	Senoniano inf.	4
(B-136) Río Yuna		Campaniano med-Maastrichtiano	1
(84 ML 87) Río Yuma		Campaniano sup-Maastrichtiano	3
Río Yuma		Campaniano sup-Maastrichtiano	3
(RM 160) N. De Restauración	Calizas gris oscura	Cretácico	4
Arroyo Yabasilio (21845E; 213975 N)		Turoniano a Coniaciano	5
(RB513) W. de Restauración (2124E; 21413 N)	Caliza gris oscura	Cretácico Turoniano	4 5
(MM-21) subida a Valle Nuevo	Calizas sobre unos niveles de cherts	Cretácico superior	6

1, Bowin (1966); 2 Vila et al (1982); 3, Boisseau (1987); 4, Lewis et al (1991); 5, Robinson (1983); 6, en este proyecto (SYSMIN)

Los espesores estimados para este conjunto de arco insular son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía, JICA & MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3500 m para la Fm. Tireo, mientras que Lewis et al (1991) lo elevan a unos 4000 m. En el presente trabajo se han observado espesores similares a 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. Además hay cambios laterales de modo que dentro del Tireo inferior las lavas basálticas-andesíticas del sector NO de Gajo de Monte, pueden ser equivalentes laterales de algunas unidades de tobas y del miembro calizas de Constanza y a su vez, de la Serie de Río Blanco. Algo parecido sucede dentro del Tireo superior donde los niveles de riolitas se restringen a sectores muy determinados, y de ámbito local.

En ningún punto de la región estudiada se ha observado el muro de esta unidad pero posiblemente se trate de corteza oceánica, por tanto los espesores difícilmente se pueden evaluar. Por el contrario, si se ha observado el techo que está constituido por los materiales del Cinturón de Peralta. Aunque en la mayoría de los casos este contacto ha adquirido naturaleza tectónica, es únicamente en la zona de Culo de Maco (Hoja de Gajo de Monte-Padre Las Casas) donde puede observarse su disposición original, con la Fm. Ventura apoyada sobre la Fm. Tireo (en el arroyo Guarico) y algo más al norte la Fm. Jura sobre la Fm. Tireo. Sin embargo, hacia el este en las Hojas de Constanza y Sabana Quéliz son los conglomerados de la Fm. Ocoa los que se sitúan a techo, indicando por tanto un dispositivo en "onlap" de la serie paleógena sobre la Fm. Tireo.

Al analizar conjuntamente la Formación Tireo se observa que las pautas estructurales de tendencia E-O son las predominantes en el sector oriental de la Hoja de Constanza, sin embargo en la parte central de esta Hoja se produce una cierta inflexión, pasando a adoptar orientaciones N-60°E en la zona Oeste (área del Valle de Constanza). La prolongación de estas estructuras hacia Gajo de Monte es algo complicada pero parece volver a observarse otra inflexión de modo que hacia el extremo occidental del área estudiada se han cartografiado varias escamas de cabalgamiento de tendencia NO-SE siendo la más llamativa la que constituye el cabalgamiento frontal de la Formación Tireo sobre el grupo Peralta. Sin embargo en el sector oriental ocupado por las Hojas de Bonaó, Arroyo Caña y extremos orientales de las de S. José de Ocoa y Sabana Quéliz, se observa un predominio en las directrices norteadas. El giro de estas estructuras norteadas que pasan a ser E-O en el sector de Constanza, queda enmascarado por el masivo afloramiento de los conglomerados de la Fm. Ocoa que ocupan una gran parte de la Hoja de Sabana Quéliz. En los sectores más surorientales dentro de la Hoja E 1/100.000 de San Cristóbal (llevada a cabo por la DGM y la Cooperación Alemana) se han asignado algunas tobas volcánicas de la Fm. Siete Cabezas a la Fm. Tireo. Ambas formaciones presentan edades semejantes si bien, tradicionalmente sólo los materiales que quedan al W del Complejo Duarte se han

asignado a la Fm. Tireo. Además, las características litológicas de las tobas de Siete Cabezas y de la Fm. Tireo son algo diferentes. Asimismo, Lewis et al (op. cit) indican que los basaltos de Siete Cabezas no son “basaltos de arco volcánico” ni “basaltos de arco-isla enriquecido”, ni tampoco tienen las características típicas de los basaltos tipo MORB sino que ellos sugieren que podrían corresponder a un plateau oceánico. Sin embargo, las rocas de la Fm. Tireo corresponden a la actividad volcánica de un arco-isla de edad Cretácico superior. Ahora bien, el propio Lewis (com. Pers.) ha reconocido intercalaciones de tobas-brechas vitroclásticas y tobas con las mismas características petrográficas que las encontradas en la Fm. Tireo que aparecen en un sondeo en el área de La Lomita, al este de la Ciudad de Villa Altagracia.

Según las observaciones realizadas, una gran parte del afloramiento de la Fm. Tireo presentan numerosos cristales de vidrio de tipo “glass shards” que sugieren mecanismos explosivos de tipo hidromagmático, además existen texturas hialoclastíticas, propias también de este tipo de erupciones en presencia de agua, bien sea freática o marina. Además, la existencia de niveles de lapilli acrecionario, entre estas tobas, vistas en las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, también sería propia de erupciones hidromagmáticas.

El reconocimiento del posible material pumítico es muy difícil de efectuar, debido a que estas rocas de la Fm. Tireo han sufrido intensos procesos diagenéticos post deposicionales. No obstante en algunas de las muestras estudiadas se ha reconocido algún fragmento de pómez como por ejemplo en la muestra AG-9040 (Hoja de Gajo de Monte). Así como ignimbritas en la zona de Constanza y en Arroyo Sabana (Hoja de Gajo de Monte).

Una de las características más típicas de las tobas de la Fm. Tireo es la intensa alteración que han sufrido, dificultando en muchos casos el reconocimiento de la roca original. Además, hay que señalar que estos procesos de alteración hidrotermal son muy importantes, ya que llevan asociado, en muchos casos, depósitos minerales; tales como mineralizaciones de sulfuros y metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales. Estos procesos de alteración hidrotermal pueden tener lugar de muchas formas diferentes, manifestándose por la aparición de diferentes fases minerales: sílice amorfa, cuarzo, feldespato potásico, albita, calcita, montmorillonita, illita, caolinita, clorita, epidota, ceolitas, etc..... Debido al interés económico de estos procesos, han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1.980) y JICA & MMAJ (1.984).

2.1.1.1.- Formación Tireo (3). Rocas volcanoclásticas, tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas andesíticas

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

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

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

Desde un punto de vista petrográfico, se han observado tobas vítricas-líticas; tobas líticas con cristales; Rocas vitroclásticas; tobas de lapilli, menos frecuentes son las hialoclastitas e ignimbritas. Las rocas volcano-sedimentarias ("s.l.") tampoco son muy abundantes en este sector del cinturón. Generalmente siempre son tobas o brechas sin soldadura ("*unwelded*") aunque se observan frecuentes texturas de desvitrificación. Además se trata de rocas muy duras y coherentes.

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

La actividad de fluidos hidrotermales puede haber causado en algunas ocasiones

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

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

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

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

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

camino de Los Anegadizos a los Vallecitos. Corresponde a esta unidad masiva, de color verdoso, con muchas venas y silicificaciones y en lámina delgada muy diversos tipos de fragmentos:

1. Fragmentos de vidrio (“*shards*”) rellenos y transformados a carbonatados
2. Fragmentos de rocas doleríticas
3. Fragmentos de rocas basálticas
4. Fragmentos de vidrio basáltico (desvitrificado)
5. Fragmentos de rocas granulares de grano fino

Existen también tobas de lapilli-ceniza en las que predominan los fragmentos muy alterados de rocas volcánicas y de “*glass-shards*”.

2.1.1.2. Formación Tireo (4). Coladas andesíticas y basálticas

Intercalado entre el apilamiento de tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo aparecen coladas de composiciones andesíticas y basálticas. Estas coladas presentan un aspecto de campo similar, y además existen toda una serie de términos transicionales entre andesitas y basaltos que han recomendado su agrupación cartográfica y su separación de las rocas lávicas de tipo sálico (dacitas, riolitas) del Tireo superior.

En la Hoja de Gajo de Monte se ha comprobado que la distribución de estos afloramientos lávicos en la misma es muy irregular, ya que la mayoría de ellas se localizan en los sectores occidentales y septentrionales y son muy escasos en toda la mitad sur. Esto obedece a que en general los términos estratigráficamente más “altos” y diferenciados son los que ocupan los sectores más meridionales del terreno tectónico de Tireo. Además, a nivel regional se ha observado que mientras hacia el NO, fuera del área de estudio, aparecen abundantes coladas de metabasaltos con alto contenido en titanio (Lewis et al, 1991), sin embargo, hacia el este, en la zona de Constanza la proporción de coladas de esta naturaleza (andesitas-basaltos) es mucho menor.

En general los afloramientos suelen ser de pequeñas dimensiones y constituyen pequeñas intercalaciones de poco espesor entre el apilamiento de tobas y rocas

volcanoclásticas. A este tipo corresponden la mayoría de los afloramientos de la Hoja como por ejemplo en la zona de Loma de Los Camarones, Agüita de Vidal, Loma La Tasajera, Gajo de La Vaca o Río Grande. Sin embargo existen dos excepciones a esta regla: se trata de los afloramientos del Río Yaque del Sur, en el sector NO y de la Ciénaga, al NE. Concretamente el prominente cerro que se sitúa en las inmediaciones de la Casa Forestal de Los Bermúdez parece corresponder a un intrusivo y/o salidero, en el cual se han encontrado desde facies microgranudas de tipo dolerítico a facies más típicamente volcánicas de composición andesita-basáltica.

En estas rocas de la Fm. Tireo se han observado frecuentemente fenómenos de silicificación que pueden enmascarar la naturaleza de la roca original, tal es el caso de algunas de las muestras que aparecen en el itinerario entre el Alto de Marciliano y la Loma de la Tasajera (AG-9111, 9112 y 9113), que de “visu” parecen corresponder a rocas sálicas, pero que sin embargo, en lámina delgada se ha comprobado que se trata de rocas básicas que han sufrido intensos fenómenos de alteración metasomática. Realmente son rocas lávicas afaníticas cuya composición original estaría situada entre el campo de los basaltos y andesitas.

2.1.1.3. Formación Tireo (5). Calizas

En la Hoja de Gajo de Monte se han individualizado los niveles de calizas que aparecen intercaladas entre la serie de tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo en dos unidades estratigráficas: esta aquí descrita (5) y la unidad (7) que se sitúa en el sector SO de la Hoja. Esto se debe a que los afloramientos del SO de la Hoja son algo distintos y parecen corresponder a los términos estratigráficamente más altos del Cretácico, asignándolos de manera tentativa al Senoniano Superior (Maastrichtiano). En lo que concierne a los niveles aquí estudiados, se ha comprobado que ocupan muy poca extensión areal y se localizan en dos áreas muy concretas: Loma del Francés (al E) y Las Cañitas (en el sector centro-meridional). Como puede observarse en la leyenda del mapa adjunto, estos niveles se han representado como lentejones dentro de la unidad de tobas y rocas volcanoclásticas (3) para dar idea que pueden corresponder a distintos episodios. Así podría sugerirse la hipótesis de que los afloramientos de la Loma del Francés son equivalentes al miembro Calizas de Constanza de Lewis (datado en esa Hoja, como Cenomaniano), mientras que los afloramientos de Las Cañitas, al estar en estrecha relación con el magmatismo sálico, pueden corresponder al Senoniano.

Como ya se ha comentado en apartados anteriores, la cartografía de estos pequeños niveles de caliza tiene cierto interés para poder interpretar la estructura de la Formación Tireo, ya que las litologías que constituyen la unidad volcanoclástica principal (3) son en muchas ocasiones masivas, y no permiten tomar datos estructurales de dirección y buzamiento. Así en los afloramientos del sector oriental se ha observado un giro muy brusco de las estructuras, ya que mientras en la Hoja de Constanza llevan orientaciones próximas a N 60°E aquí adoptan la N 90°E para después (hacia el O), situarse casi N-S, en el corte de Río Grande. En esta zona predominan las calizas de tonos grises-oscuros (casi negruzcas) en capas de unos 20-40 cm de espesor individual, y que en conjunto pueden llegar a superar los 40 m de potencia. Se trata de calizas biomicriticas con abundantes foraminíferos recristalizados, típicas de plataforma, con textura “*wakestone*”.

En la zona de Las Cañitas, en la pista que conduce hacia El Tetero, afloran unas capas de calizas cremas con espesores individuales de 20-30 cm y con orientaciones variables entre N 100°E y N 145°E y buzamientos de 20-40° NE. Estos niveles de calizas aparecen alternando con cherts y fueron datados como Senoniano por Mesnier (1980).

2.1.1.4. Formación Tireo (6). Niveles de “chert”

Como ya se ha comentado en la introducción de este capítulo, los niveles de chert dentro de la Formación Tireo corresponden a hiladas de poco espesor, y que salvo en la Hoja de Constanza, no tienen mucha continuidad lateral. Esto es debido por una parte a su reducida potencia y también, a la intensa fracturación que han sufrido estos materiales.

En esta Hoja de Gajo de Monte se observa que estos niveles aparecen exclusivamente en el cuadrante SO de la misma y que en cierto modo se relacionan con el inicio del tramo superior de la Formación Tireo. Lo cual es común con otras regiones volcánicas, en que estos niveles suelen corresponder con el final de un ciclo volcánico. No obstante, en la Hoja de Constanza se ha comprobado que no siempre marcan el cambio de quimismo entre los materiales básicos del Tireo inferior y sálicos del Tireo superior.

Los mejores afloramientos aparecen a lo largo de una franja de orientación NO-SE definida por las pequeñas localidades de Los Fríos-La Cucarita-Los Guayuyos. Estos niveles de cherts y jaspes rojos con Manganeso ya fueron estudiados por Mesnier (1980). Además se han cartografiado otros pequeños niveles en la zona de Las Cañitas y La Fortuna. Se

trata de sedimentos de fondo oceánico que pueden representar pequeños episodios de calma eruptiva, por eso además suelen ir estrechamente relacionados con niveles de calizas. En las muestras AG-9084 y AG-9089, tomadas en la zona de El Tetero y La Fortuna, se han observado esqueletos de radiolarios y pequeñas fracturas rellenas de cuarzo.

En la subida de La Cucarita a Los Fríos la pista corta estos niveles, observándose que se trata de capas delgadas con espesores individuales en torno a 3-4 cm, de color crema, con fractura limpia y concoide. Se encuentran próximos a una zona de cabalgamiento y aparecen relacionados con una serie de margas, margo-calizas y calizas de diversa tonalidad, como se observa en la zona del Alto de los Montacitos al SE del punto anterior. En general las capas presentan orientaciones entre N 110°E y NO-SE con buzamientos del orden de 30-40° NE.

2.1.1.5. Formación Tireo (7). Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos, rojizos y grises. Campaniano-Maastrichtiano

En este epígrafe se describen los afloramientos de rocas sedimentarias que aparecen en la parte alta de la Formación Tireo en el sector SO de la Hoja, en las proximidades del frente de cabalgamiento sobre el Grupo Peralta. Estos materiales fueron considerados por el grupo japonés (Jica-Mmaj, 1984) como el miembro superior de la Formación Tireo.

Afloran a lo largo de una banda de orientación NO-SE, desde las localidades de los Fríos hasta El Botoncillo y se extienden dentro de la Hoja de Padre Las Casas por el Lomo de El Jengibre hasta el Pie del Cúcaro.

En el camino de La Laja hasta el cruce del Botoncillo-Las Lagunas hay buenos cortes en esta unidad y se pueden ver diversas facies de calizas. Desde capas laminares de tonos cremas y grises con cierta hojiosidad, de espesores individuales de 6-8 cm, hasta potentes crestones de calizas negras que resaltan en el paisaje, entre las tobas verdosas. También hay calizas grises y rojizas de tipo “*mudstone*”, tableadas, en bancos de unos 25 cm de espesor, con intercalaciones de niveles hojosos. Como se ha comentado en el apartado anterior intercalado entre esta sucesión de calizas aparecen niveles de “chert” y jaspes rojos

de manganeso, de poco espesor, que en ocasiones se han individualizado en cartografía (unidad 6).

El espesor estimado para todo este conjunto de materiales sedimentarios puede ser algo inferior a 600 m, si bien la mayoría de las veces sólo se observan cortes muy parciales y tectonizados, lo cual puede dar lugar a repeticiones y a que el espesor sea incluso menor.

2.1.1.6. Formación Tireo (8). Tobas, brechas y rocas volcanoclásticas andesítico-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. Tireo (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 & Mmaj, 1984) que indicaban espesores individuales desde 0,15-5 m y un espesor de conjunto del orden de 1000 m para el Tireo superior. Sin embargo, el espesor visible estimado para esta unidad aquí descrita, es menor de 800 m.

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

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

2.1.1.7. Formación Tireo (9). Intrusivos dacíticos

Estos materiales constituyen pequeños afloramientos que aparecen diseminados a lo largo de la Hoja, principalmente en la mitad sur de la misma. En general se encuentran atravesando a las tobas y rocas volcanoclásticas que constituyen el cuerpo principal de la Fm. Tireo (unidad 3). Se trata por tanto (en muchos casos) de rocas domáticas o masas de rocas hipoabisales o subvolcánicas con texturas características de enfriamiento más lento que las coladas propiamente dichas. Aunque no se descarta que alguno de los afloramientos citados se trate de diques anchos o diques-domo.

Composicionalmente se han muestreado términos dacíticos, riodacíticos y riolíticos. Alguna de estas muestras como la AG-9041, del afloramiento de la Loma de La Patilla, presenta textura granofídica y parece un pórfido correspondiente a una roca hipoabisal de composición granítica-trondhjemítica cuyo equivalente volcánico sería una riolita-riodacita. Asimismo, los pequeños afloramientos de la Loma Alto del Valle y Gajo de La Pelona parecen corresponder a masas subvolcánicas que llevan asociadas venas de cuarzo y silicificaciones.

Esta unidad aparece genéticamente relacionada con las tobas y coladas que se describirán a continuación y por tanto se les asigna, de modo tentativo una edad Senoniano, según las observaciones realizadas en la vecina Hoja de Constanza, donde estas coladas aparecen a muro de unas calizas del Maastrichtiano, y además han sido datadas por medios radiométricos.

2.1.1.8. Formación Tireo (10). Tobas, brechas y lavas riolíticas, dacíticas

Estos materiales afloran mayoritariamente en el sector sur de la Hoja ocupando posiciones estratigráficas altas dentro de la secuencia de rocas volcanoclásticas de la formación Tireo. En algunos puntos del sector SO, como en Pinar Parejo o en el alto del Escuchadero, estos materiales se sitúan de forma discordante sobre las tobas y brechas del conjunto volcanoclástico principal (3). Idéntica posición se observa (algo más al E) en la subida de El Convento a Valle Nuevo. En la zona de Pinar Parejo se observa una sucesión de rocas brechoides con niveles muy ricos en material juvenil y fragmentos variables desde unos milímetros a 8-12 cm, en algunos líticos aislados. Este nivel podría corresponder a brechas propias de colapsos de domos, mientras que otros niveles rojizos presentan

texturas bandeadas con zonas a modo de vidrios desvitrificados que recuerdan a flujos piroclásticos como la muestra AG-9014. Se trata de rocas félsicas con numerosos fragmentos líticos tamaño lapilli, constituidas por cuarzo y feldespatos alcalinos que pueden clasificarse como tobas riolíticas lítico-cristalinas, debido a su riqueza en cuarzo y al carácter muy alcalino de su feldespato.

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

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

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

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

2.1.1.9. Formación Tireo (11a). Intrusivos riolíticos

Esta unidad se ha individualizado en campo con ciertas reservas ya que realmente podría ser una pequeña variante o incluso englobarse dentro de la unidad descrita anteriormente.

Se trata de unos cuerpos intrusivos a modo de domos de composición riolítica que afloran al norte de las casas de El Tetero, dando lugar a un fuerte relieve, por erosión diferencial sobre las tobas del conjunto volcanoclástico principal (3).

Además la disposición en campo parece sugerir que alguno de estos edificios ha

podido funcionar como salidero o centro de emisión de los materiales de la unidad (11) que se describirá a continuación. Esta íntima relación ha sido también considerada como un factor discriminante a la hora de individualizar esta unidad con respecto de las dos últimas descritas con anterioridad.

En muestra de mano se observa que se trata de unas rocas muy sálicas con colores blancuzcos y rosáceos de alteración y con presencia de facies porfídicas y afaníticas.

Siguiendo el itinerario de El Tetero a la Loma del Hoyazo se ha muestreado otro pequeño cerrito de aspecto domático y composición similar a los anteriores. Se trata de una roca con textura marcadamente porfídica, constituida por fenocristales de cuarzo y feldespato, en parte unidos en pequeños glomérulos. El feldespato parece ser probablemente de tipo potásico, ya que tiene un relieve muy bajo y está teñido de amarillo. En la matriz aparecen también los mismos constituyentes, si bien la proporción de cuarzo no parece ser muy alta y por tanto la roca podría situarse en el campo de las riolitas-cuarzotraquitas. En general, se puede considerar como el equivalente criptocristalino de las texturas granofídicas observadas en las muestras correspondientes a las microtrondhjemitas y microgranitos.

2.1.1.10. Formación Tireo (11). Tobas, brechas y lavas riolíticas

Los materiales que constituyen esta unidad afloran en el sector centro-occidental de la Hoja, donde da lugar a una banda de orientación SE-NO que ocupa los relieves de Loma Vieja, Mata de Café y El Hoyazo.

Se trata de una serie de tobas y brechas volcánicas masivas que dan lugar a una zona elevada que destaca en el paisaje, por alteración diferencial. También se han muestreado algunas coladas de color gris con pátina de alteración marronácea, en la que destacan pequeños fenocristales de cuarzo y feldespato. Las tobas muestreadas presentan fragmentos hialinos, vítreos de tipo "glass-shards" y también líticos. En general tienen colores de alteración gris claro y algo más oscuro en fresco. La composición de las coladas es muy similar a la de los intrusivos descritos anteriormente. Se trata de unas rocas muy félsicas con fenocristales de cuarzo (visibles de visu) y colores blanco-oxidado-crema, con cierto bandeado. Se pueden clasificar como riolitas, aunque con ciertas reservas al no conocerse la relación de la proporción de cuarzo y feldespato (s) y la naturaleza de (los)

feldespato (s).

2.1.2.- Cretácico Superior-Paleógeno

2.1.2.1. Batolito de El Río. (12) Tonalitas, leucotonalitas y trondhjemitas

Este batolito es uno de los cuerpos de granitoides de mayor extensión en la isla de La Española, ocupando una parte importante de las Hojas de Gajo de Monte; Constanza; Manabao y Jarabacoa. Dentro de la Hoja de Gajo de Monte, aquí estudiada, el batolito se circunscribe exclusivamente al sector NE de la misma. Los contactos entre el batolito de El Río y el encajante (Fm. Tireo) son muy nítidos, además se observa un contraste de relieve muy brusco, entre ambos, correspondiendo las zonas más bajas a los materiales tonalíticos y las abruptas a la Fm. Tireo. Estos materiales presentan una intensa alteración superficial llegando en algunos casos a varios metros de espesor. En superficie aparece una especie de "lehm" granítico con colores de alteración que varían desde el blanco-grisáceo al rojizo. En algunas ocasiones se ha observado una cierta correspondencia entre las tonalidades de estos suelos y las facies de la tonalita, de modo que los tipos más leucocráticos corresponden a los suelos de alteración blanco-grisáceos y los tipos tonalíticos más melanocráticos, pueden llevar acompañadas alteraciones superficiales rojizas. A lo largo del contacto entre la tonalita y la Fm. Tireo, en la zona de Gajo de la Bestia y al O del Arroyo Pajarito del Sur, se observan las rocas de la Fm. Tireo afectadas por metamorfismo de contacto. Estas rocas presentan una textura microcristalina y están constituidas por clinocianita de color verde claro, plagioclasa básica, opacos, esfena, prehnita y clinozoisita. La falta de cualquier huella de orientación preferente confirma su origen a partir de metamorfismo de contacto (facies de las corneanas anfíbolíticas). Además existen vetillas tardías con prehnita o clinozoisita, formadas en condiciones de Presión/Temperatura correspondientes a una facies inferior a la de la formación/recristalización de la roca. Por último hay que mencionar también la existencia de opacos con coronas estrechas de esfena.

En los recorridos de campo efectuados a través del plutón se han observado diversos tipos de facies tanto en tamaño de grano como en composición, Las rocas de color más claro (leucocrático), como las muestreadas en la carretera de Constanza a la Culata (Gajo de la Bestia), corresponden a granitoides, pudiendo clasificarse algunos como trondhjemitas y otros como granitos en transición a granodioritas. Sin embargo, aguas arriba

de La Culata se han muestreado tonalitas oscuras con menor grado de alteración y que corresponden realmente a tonalitas hornbléndicas. Estas últimas están constituidas por cuarzo, plagioclasa (labradorita-andesina) y hornblenda verde. Entre los minerales accesorios aparecen opacos, clorita, sericita, clinozoisita, apatito y esfena. La clorita y la clinozoisita forman agregados que derivan, muy probablemente, de biotita. Los granitoides y trondhjemitas mencionados en primer lugar se caracterizan por la presencia de feldespato potásico y la ausencia de hornblenda. Además, la plagioclasa es de la serie oligoclasa-albita y está sericitizada y saussuritizada.

2.1.2.2. Complejos plutono-volcánicos de tonalitas, leucotonalitas, granodioritas y microtrondhjemitas (13)

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

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

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

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

transicionales a tipos hipoabisales o subplutónicos.

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

2.1.2.3. Tonalitas del Río Yaque del Sur (14)

Estas tonalitas se han individualizado en la cartografía geológica respecto a los cuerpos señalados en el epígrafe anterior, atendiendo, casi exclusivamente, al tamaño que presenta este cuerpo intrusivo. Así, mientras las tonalitas anteriores (13) constituían pequeños “stocks” (algunos con carácter subvolcánico o hipoabisal) este cuerpo intrusivo tiene una dimensión mayor del orden de unos 12 Km en sentido E-O, y una anchura máxima de unos 4 km, medidos en la transversal de la “Junta de los Ríos” dentro de la Hoja de Juan de Herrera. Estas dimensiones se refieren a las observaciones de conjunto realizadas para ambas Hojas.

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

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

MMAJ, 1984).

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

2.1.2.4. Rocas filonianas.(1y2). Diques básicos y diques sálicos.

Las rocas filonianas aparecen escasamente representadas en el ámbito de la Hoja, salvo en el sector NE. Así, a lo largo del corte de la carretera entre Constanza y La Culata se han observado varios diques de composición básica encajando en los granitoides del batolito de El Rio. Presentan orientaciones entre N 45°E y N 60°E, con buzamientos al noroeste y potencias cercanas a un metro. Suelen mostrar una intensa alteración con colores oscuros siendo difícil reconocer la roca original, aunque presumiblemente se trate de basaltos ("s.l."). En otras zonas, al N de La Culata, se han observado algunos diques básicos de potencias centimétricas y orientaciones próximas a N 120° E. Estos diques no se han representado en la cartografía debido a su reducido espesor, igual sucede con otros diques aislados observados en la zona de los Calabazos y en las proximidades de la Casa Forestal de los Bermúdez. En esta zona se observan tonalitas episienitizadas de grano grueso y zonas silicificadas y epidotizadas. En cuanto a los diques sálicos, solo se ha representado uno en la zona del Gajo de la Bestia. Se trata de un dique algo más potente que los anteriores y destaca por sus colores de alteración blancuzcos. En muestra de mano es una roca grisácea constituida mayoritariamente por cuarzo y feldespato.

2.2. Paleógeno

Los materiales del Paleógeno aparecen únicamente en sendos afloramientos del extremo sur de la Hoja: Gajo del Corozo al SO y Culo de Maco (SSE). Estas unidades se extienden ampliamente en las Hojas limítrofes de Juan de Herrera, Padre Las Casas, Sabana Quéliz y San José de Ocoa.

A nivel insular, los materiales sedimentarios y metasedimentarios del flanco suroccidental de la Cordillera Central han sido interpretados como un fragmento de cuenca de retroarco e integrados en la Unidad tectónica de Trois Rivières-Peralta (Mann et al, 1991 a y b). Este dominio, que se extiende a lo largo de 320 km en el flanco suroccidental de la

Cordillera Central, es el mayor de los cinturones paleógenos de La Española. Presenta una intensa deformación, con predominio de pliegues y cabalgamientos de típica directriz NO-SE, encontrándose cabalgado por la Unidad Tectónica de Tireo, cabalgando a su vez sobre la Unidad Tectónica de Presquile du Nord-Ouest-Neiba; los cabalgamientos se realizan a través de las zonas de falla de San José-Restauración y San Juan-Los Pozos, respectivamente.

Toda esta franja de materiales paleógenos se ha depositado en un surco sedimentario muy subsidente, de orientación NO-SE, abierto hacia el Sureste y es conocida en la región como Cinturón de Peralta; su espesor original, muy difícil de estimar por los efectos de la tectónica regional, probablemente supera los 10.000 m. La presencia en su seno de una acusada discordancia ha permitido la individualización de dos grupos deposicionales mayores: Gr. Peralta y Gr. Río Ocoa (Dolan, 1988; Heubeck, 1988); en base a su abundante contenido faunístico (Biju Duval et al, 1982; Lewis et al, 1987) han sido atribuidos al Eoceno y Eoceno superior-Mioceno, respectivamente. Si bien en esta Hoja, sólo afloran, parcialmente, las formaciones basales del Grupo Peralta.

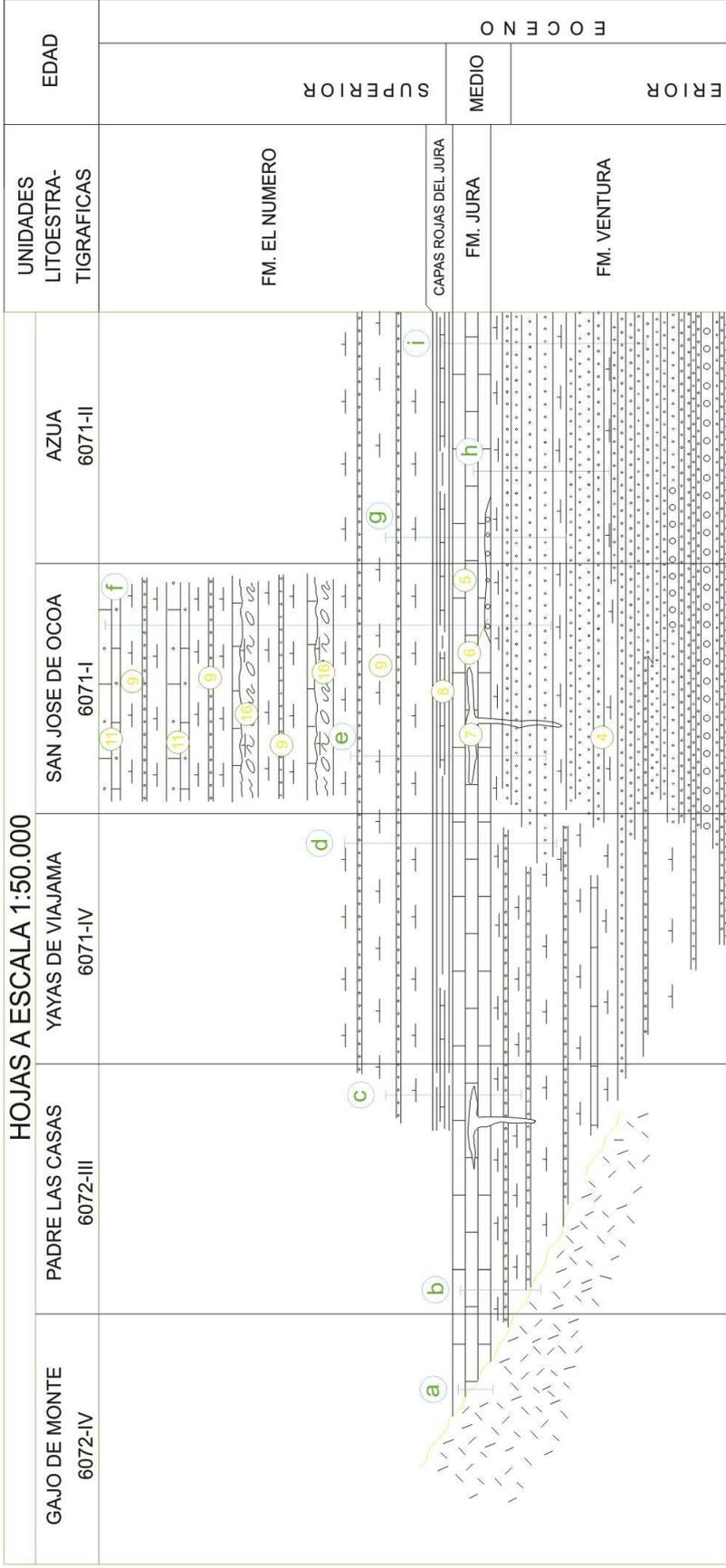
Su sustrato está constituido por el complejo volcano-sedimentario de arco-isla de la Formación Tireo (Cretácico superior), como puede apreciarse en esta Hoja, en la zona de Culo de Maco. En este sector se observa la disposición original en “onlap” de la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta sobre el Grupo Tireo; sin embargo, en la mayoría de los casos esta relación no es observable y el contacto entre ambos conjuntos tiene lugar mediante el cabalgamiento de la Formación Tireo sobre el Grupo Peralta, como se observa en el sector SO de la Hoja, en la zona de El Jenjibre-Gajo del Corozo. Este cabalgamiento se prolonga tanto hacia el NO (Hoja de Juan de Herrera (5972-I) como hacia el SE (Hoja de Padre Las Casas (6072-III).

2.2.1. Eoceno

Tradicionalmente, en la bibliografía relativa al Grupo Peralta se han individualizado las formaciones Ventura, Jura y el El Número (Dolan, 1989); si bien en esta Hoja sólo afloran las dos primeras. En la Fig. 2.2.1. se han representado las distintas litofacies del Grupo Peralta en la zona de estudio.

NO.

SE.



SIN ESCALA

3 Número de unidad cartográfica en la Hoja de San José de Ocoa

Amplitud estratigráfica de la sección o área de referencia:

- a Alto del Escuchadero
- b Arroyo Guarico
- c Río Las Cuevas
- d Río Jura
- e El Limón - La Mercancia
- f Rancho El Pino - Los Corralitos
- g Sur de Los Quemados
- h Río Grande
- i Carretera Azua - Bani
- Fm. Tíreo (Cretácico superior)

Fig.2.2.1. ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE LAS PRINCIPALES LITOFACIES DEL GRUPO PERALTA EN LA ZONA DE ESTUDIO

- La Fm. Ventura (Eoceno inferior-medio) está integrada por una potente sucesión rítmica (superior a 1.000 m) de areniscas y margas de naturaleza turbidítica; las areniscas, de carácter siliciclástico, son la litología predominante en el sector Sureste (Hojas a escala 1:50.000 de San José de Ocoa y Azua), en tanto que hacia el Noroeste aumenta la proporción margosa, que puede llegar a ser dominante tanto en esta Hoja, como en las de Padre Las Casas y Yayas de Viajama. Localmente, aparecen niveles conglomeráticos y volcánicos de pequeñas dimensiones.
- La Fm. Jura (Eoceno medio) posee una mayor uniformidad, estando constituida fundamentalmente por calizas tableadas blancas a grises de ambientes pelágicos, próximas a 200 m de potencia. Como constituyentes subordinados pueden aparecer niveles conglomeráticos polimícticos diferenciados en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido. (Hojas de Yayas de Viajama y San José de Ocoa).
- La Fm. El Número (Eoceno superior) está representada fundamentalmente por una sucesión pelítico-margosa, que intercala delgados niveles de areniscas turbidíticas, que pueden alcanzar 3.000 m de espesor. Cuando la unidad se encuentra completa, alberga niveles olistostrómicos carbonatados de potencia moderada (megaturbiditas) y hacia techo, calizas bioclásticas y calcarenitas (Hoja a escala 1:50.000 de San José de Ocoa); no obstante, en la mayoría de los casos la unidad no se encuentra completa debido a procesos erosivos o tectónicos.
- En la mayor parte de la región, entre las Fms. Jura y El Número aparece un tramo pelítico-carbonatado de tonos rojizos de 50-100 m de espesor, que supone el tránsito entre ambas y que constituye un excelente nivel-guía. Presenta buenas condiciones de afloramiento en diversos puntos de la región, especialmente en el ámbito de la Sierra del Número y de los ríos Ocoa y Jura; por ello, y ante su falta de denominación en la literatura regional existente, en el presente trabajo se propone para él la designación como "Capas rojas de Jura".

Como se ha comentado anteriormente, en la Hoja de Gajo de Monte, el Grupo Peralta se encuentra escasamente representado aflorando únicamente, las Fm Ventura y Jura (Fig. 2.2.2). No obstante, en la carretera que asciende desde Arroyo Cano a Los Fríos, se observan buenos cortes en la Fm. Ventura que permiten establecer los rasgos básicos de su estratigrafía, pese a la intensa deformación que han sufrido.

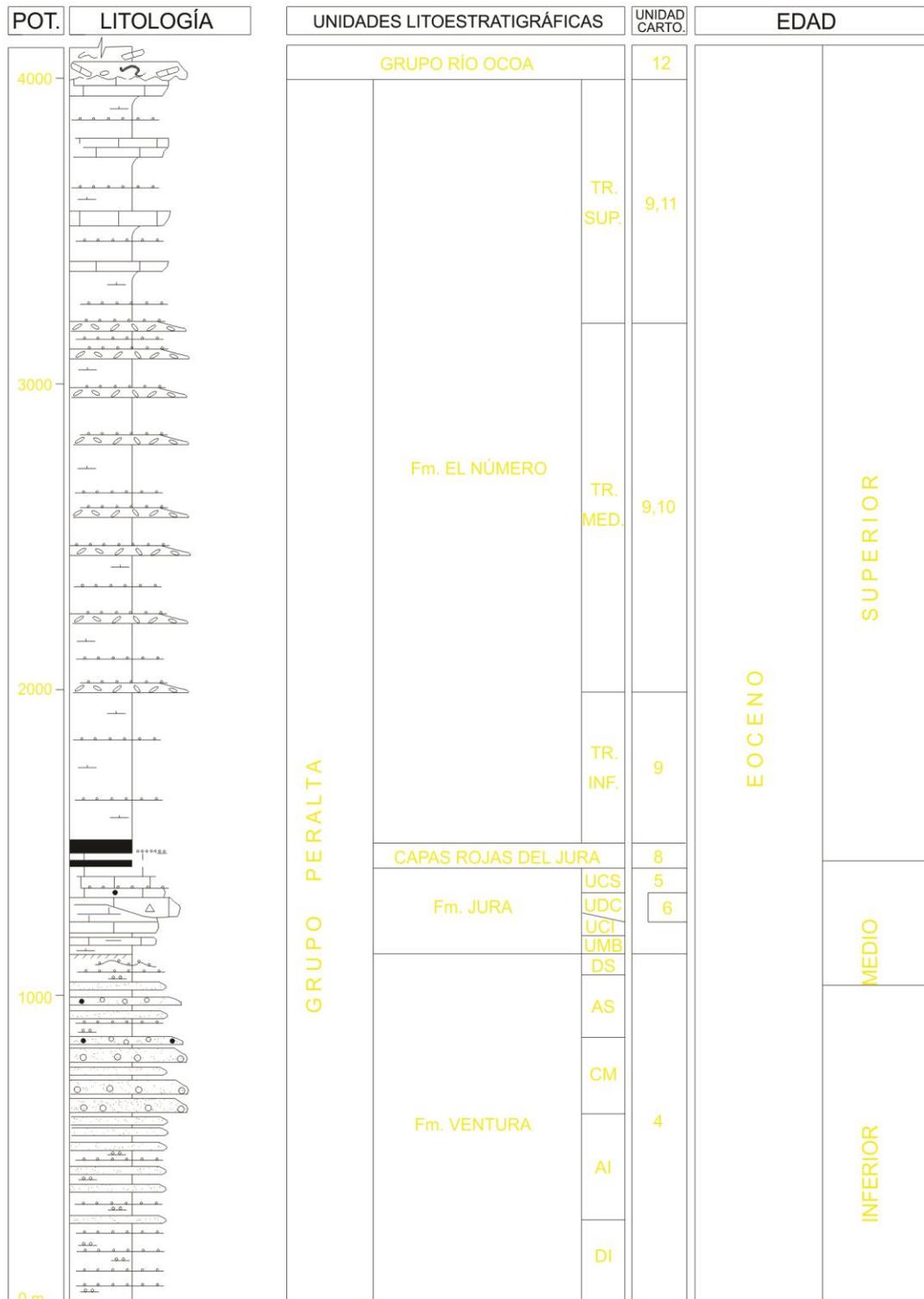


Fig.2.2.2. SERIE SINTÉTICA DEL GRUPO PERALTA

2.2.1.1. Formación Ventura (15) Alternancia rítmica de margas, lutitas y areniscas siliciclásticas. Eoceno inferior-medio.

Tras un largo período de gran confusión terminológica relativa a los materiales pertenecientes al Cinturón de Peralta, diversos trabajos realizados en su sector suroriental por Dolan y Heubeck a finales de los años ochenta, permitieron poner orden a la estratigrafía de aquél. En concreto, la denominación para la presente unidad fue propuesta por Dolan (1989) en base a la calidad que los afloramientos de la unidad siliciclástica inferior de Dolan (1988) poseen en el Arroyo Ventura, al Norte de Peralta. (Hoja de Yayas de Viajama).

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

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

En los tramos de alternancias, los niveles de areniscas poseen espesores de orden decimétrico, que pueden llegar a ser de orden centimétrico en los tramos más diluidos. Las lutitas presentan coloraciones grises, verdosas y, en ocasiones, rojizas; su contenido en

carbonato es variable, pudiendo ser consideradas con frecuencia como margas. En cuanto a los tramos de areniscas masivas, albergan niveles conglomeráticos en la base, con cantos de tamaño centimétrico cuyo origen son el Grupo Tireo y la propia Fm. Ventura. Los esporádicos niveles volcánicos poseen espesor de orden centi a decimétrico y carácter volcanoclástico. En la Fig. 2.2.3. se ha representado una serie sintética de la Formación Ventura.

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,

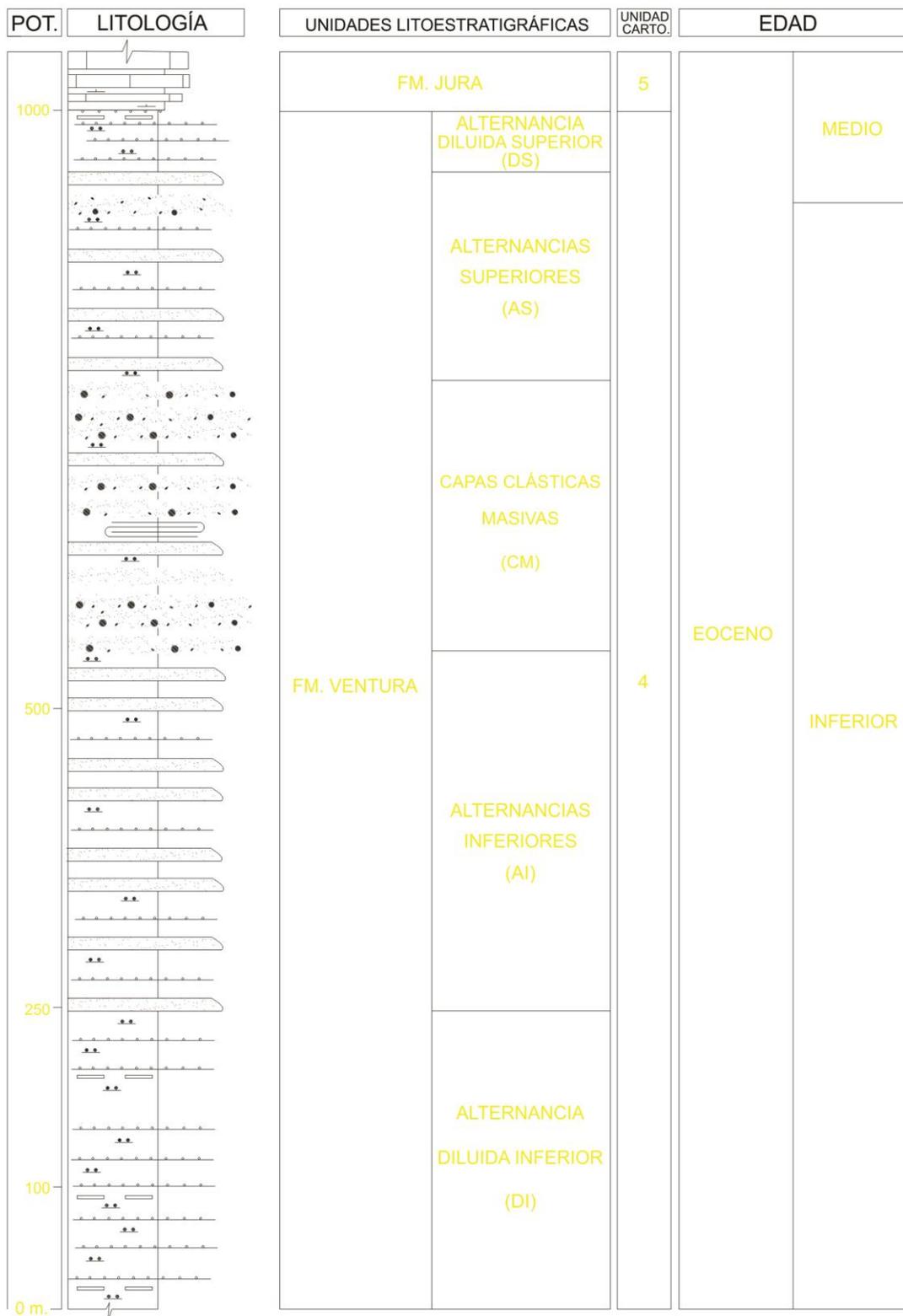


FIG.2.2.3. SERIE SINTÉTICA DE LA FM. VENTURA

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 (unidad 16). Regionalmente, la Fm. Ventura alberga una considerable cantidad de fauna cretácica y paleocena que ha sido interpretada como una resedimentación (Lewis et al, 1987); en cualquier caso, las asociaciones observadas de foraminíferos planctónicos, radiolarios, nannoplancton calcáreo e icnofauna pelágica, han aconsejado su asignación al Eoceno inferior y a la base del Eoceno medio (Dolan et al, 1991), sin que deba descartarse que sus términos inferiores pertenezcan al Paleoceno.

2.2.1.2. Formación Jura (16) Calizas tableadas blancas. Eoceno medio

El nombre de la presente unidad fue propuesto por Dolan (1989) en virtud de los afloramientos de calidad que a lo largo del río Jura posee la unidad carbonatada intermedia tratada por él mismo (1988). Correlaciona, al menos parcialmente, con: la Fm. Plaisance de

Vaughan et al. (1921); la Fm. Neiba de Arick (1941), Dohm (1942) y García y Harms (1988); las Fms. Abuillot y Las Cuevas de Wallace (1945); la Fm. Jeremie de Maurrasse (1982); y el "Flysch" de Lewis et al. (1987). En función de los conocimientos actuales resulta interesante su posible correlación con parte de la Fm. Neiba (Paleoceno?-Oligoceno), a pesar de la desconexión que entre los afloramientos de ambas provoca la presencia de la Cuenca de Azua-San Juan; dicha posibilidad, sugerida por su semejanza litológica, ha sido respaldada por el hallazgo de intercalaciones volcánicas en la Fm. Jura (Hojas a escala 1:50.000 de San José de Ocoa y Padre Las Casas) en posición equiparable a las de la sierra de Neiba.

Constituye un tramo fácilmente reconocible, tanto por sus características litológicas como por proporcionar tonos blanquecinos y un ligero resalte morfológico al terreno, siendo con frecuencia el único indicador claro de la estructura del Grupo Peralta. En general se trata de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden decimétrico. Esporádicamente, intercala niveles margosos de espesor equiparable al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. En esta Hoja no se han observado las intercalaciones de conglomerados polimícticos blancos que aparecen ampliamente representados en los sectores meridionales (Hojas de Azua y San José de Ocoa). Algo parecido sucede con los niveles basálticos submarinos, hallados igualmente en la Hoja de San José de Ocoa. Aunque las calizas son la litología dominante, muestran toda una gradación en el contenido arenoso, hasta producirse ocasionalmente el paso al campo de las areniscas. En la Fig. 2.2.4. se ha representado la columna sintética de esta formación.

Localmente, a techo de la infrayacente Fm. Ventura se ha reconocido un horizonte rojizo de condensación sedimentaria que podría indicar la existencia de una discontinuidad deposicional; de cualquier forma, el contacto entre ambas tiene carácter concordante y neto. Por otra parte, el paso a las Capas rojas de Jura suprayacentes, se efectúa de modo gradual, mediante la intercalación de niveles lutíticos rojos y la progresiva disminución de los niveles calcáreos. Si bien, no se observa en esta Hoja. Los espesores no guardan una cierta uniformidad en la región, con valores del orden de 200-300 m.

Con mucho, los tipos petrográficos más abundantes son micritas y biomicritas (*wackestones*), con menor cantidad de *packstones* y *grainstones*, observándose bioesparruditas, por aumento en el tamaño de grano, y areniscas calcáreas, por incremento de la fracción arenosa. Los tipos micríticos poseen un contenido en ortoquímicos (micrita) de

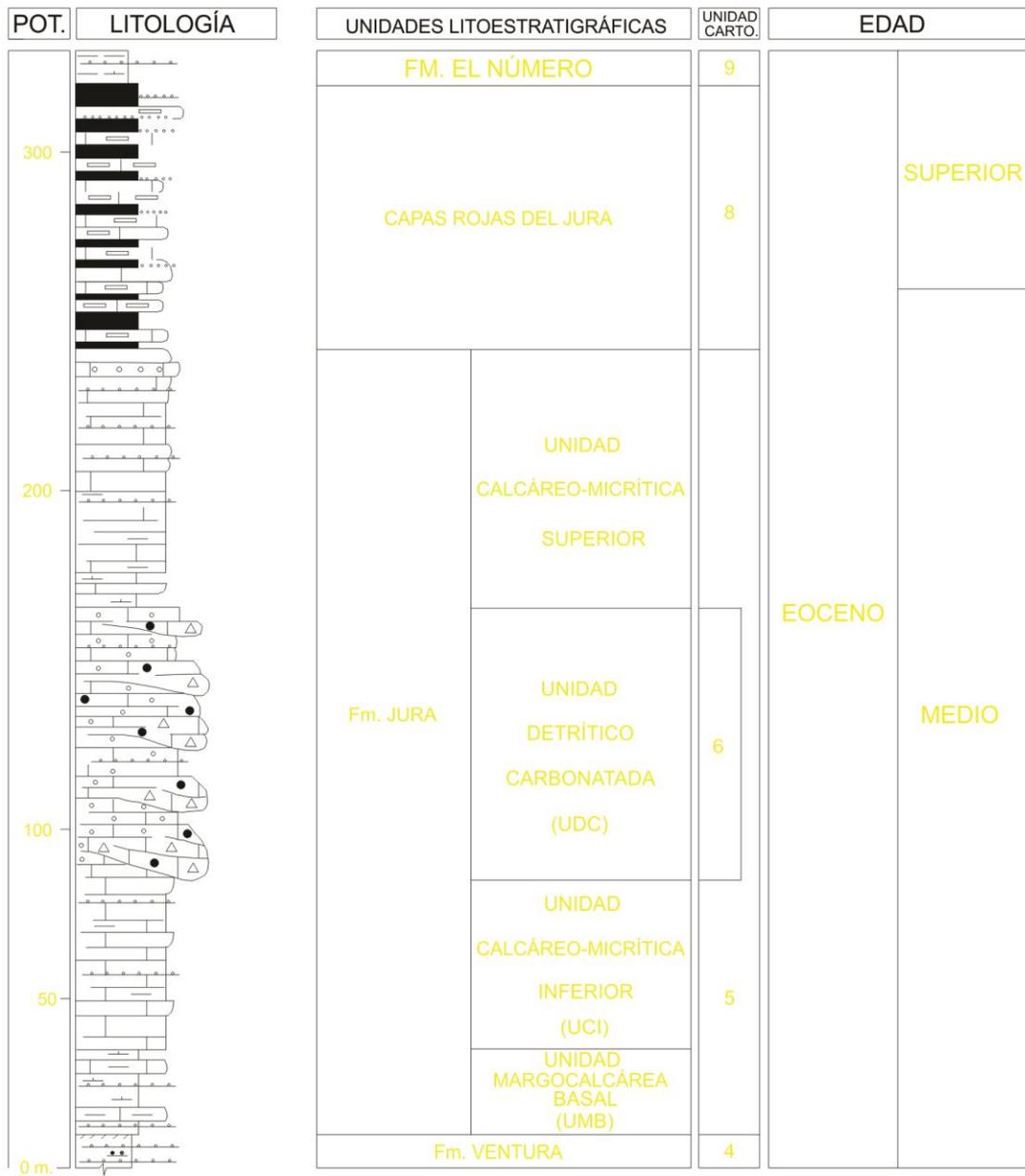


FIG. 2.2.4. SERIE SINTÉTICA DE LA FM. JURA

60-90%, en tanto que los aloquímicos, integrados por fósiles, varían entre 10 y 40%, con eventual presencia de pelets (hasta 5%); se aprecian frecuentes venillas de calcita. En los tipos areniscosos, los terrígenos pueden alcanzar el 70%, mostrando una composición similar a la de las areniscas de la Fm. Ventura, diferenciándose de ellas por la mayor proporción de cemento calcáreo.

Se han reconocido, de forma esporádica, facies margosas (alternancia rítmica de margas y calizas) en las que escasean las estructuras sedimentarias. Las facies de calizas micríticas tampoco son ricas en estructuras sedimentarias, pero se reconocen laminación paralela, *ripples* de oleaje y bioturbación. Las facies de calizas arenosas pueden mostrar bases ligeramente canalizadas o erosivas, siendo abundantes: granoclasificación positiva, huellas de base, deformación por carga, fluidificaciones, convoluciones, laminación paralela y ondulada, *ripples* de oleaje y bioturbación. Por lo que respecta a las facies de areniscas, incluyen las mismas estructuras que las facies de calizas arenosas, además de estratificación cruzada de mediana escala y de bajo ángulo. Las facies distinguidas se agrupan tanto en ciclos positivos como negativos.

El depósito de la Fm. Jura tuvo lugar en ambientes de afinidad pelágica y su carácter extensivo, apreciable a nivel regional, apunta a un dispositivo en rampa carbonatada. Probablemente la cuenca presentaría una apertura hacia el Sureste semejante a la deducida para la Fm. Ventura. Los términos de plataforma carbonatada somera no se habrían conservado sino como intraclastos de calizas con fauna bentónica en el seno de los niveles conglomeráticos.

El contenido faunístico es muy alto, llegando a constituir más del 60% de algunas muestras, destacando los Foraminíferos planctónicos. En particular, la presencia de *Morozowella spinulosa* (Cushman), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globigerapsis sp.*, *Globigerina af. senni* (Beckman), *Orbulinoídes af. beckmanni* (Saito) y *Turborotalia sp.*, entre otros, ha permitido la asignación de la unidad al Eoceno medio, sin que deba descartarse la posibilidad de que sus términos más altos pertenezcan al Eoceno superior. Además se han encontrado restos de Radiolarios, espículas, Rotálidos, Algas rojas, Briozoos, Miliólidos, Lagénidos, Moluscos, Equinodermos, nannoplancton y Ostrácodos, que en parte pueden corresponder a resedimentaciones.

La Fm. Jura aparece involucrada en la típica tectónica de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, siendo el mejor indicador de su geometría.

2.3. Cuaternario

2.3.1. Volcanismo cuaternario

Uno de los rasgos característicos en toda esta región de la vertiente suroeste de la Cordillera Central es la gran cantidad de manifestaciones volcánicas plio-cuaternarias. Se trata de afloramientos muy llamativos que destacan en el paisaje y cuya existencia ya fue puesta de manifiesto en los trabajos de Vaughan et al. (1.921). Posteriormente, han sido numerosos los autores que han tratado este tema desde diversos puntos de vista, entre otros hay que destacar los trabajos de Olade (1.980), Electroconsult (1.983), Vespucci (1.980, 1.986) y García y Harms (1.988).

Al efectuar un mosaico con las Hojas de: Gajo de Monte; Constanza; Padre Las Casas; Sabana Quéliz; Yayas de Viajama; San José de Ocoa; Pueblo Viejo y las que componen el cuadrante 1/100.000 de San Juan, se observa una gran concentración de manifestaciones volcánicas cuaternarias, y como éstas se sitúan siguiendo las alineaciones estructurales de la región o en la intersección de las mismas.

Aunque a nivel regional parece que el volcanismo ha migrado desde el SO al NE, esto es, desde la zona de Yayas de Viajama hacia Constanza (Valle Nuevo), al analizar detalladamente las composiciones químicas de los materiales y las características estructurales y de campo de los mismos, se observa que mientras los centros de tipo alcalino siguen esta pauta SO-NE y parecen relacionarse con la indentación de la Cresta de la Beata, los centros de emisión de basaltos alcalinos se localizan preferentemente en Haití; en la zona de San Juan; en la zona de cabecera del Río de las Cuevas y algunos dispersos en la zona de Las Yayas de Viajama. De este modo se puede sugerir, que muchas de estas manifestaciones volcánicas alcalinas se alinean con las directrices ENE-OSO, tales como las fracturas de la Cuenca de San Juan-Azua. De este modo se podría explicar la casi coincidencia espacio-temporal de dos tipos de magmas muy distintos y que representan ambientes tectónicos también diferentes, ya que mientras los magmas calcoalcalinos se relacionan con regímenes compresivos (en "s.l."), los magmas alcalinos suelen ser más profundos y se relacionan con fisuras en distensión.

Hasta el momento no existen suficientes datos radiométricos que permitan establecer la cronología relativa de los episodios volcánicos, pero sí se ha observado, que las coladas basálticas de la zona de Valle Nuevo, son las de edad más joven, mientras que generalmente, los centros de emisión de traquiandesitas de la zona de Yayas de Viajama aparecen peor conservados que aquellos. No obstante, no se puede extender esta observación a que todas las traquiandesitas sean anteriores a los edificios basálticos, pues los datos de campo no siempre confirman esta idea sino que habría que analizar cada zona en particular y de ese modo comprobar las relaciones de superposición, y grado de conservación de los distintos edificios. De modo general se puede estimar que las traquiandesitas de Valle Nuevo parecen más jóvenes que las de Yayas de Viajama, y que el volcanismo calcoalcalino parece haber comenzado antes que el alcalino, y progresó de SO a NE. En cuanto al volcanismo alcalino se poseen pocos datos radiométricos, pero según los datos geoquímicos parece que los materiales más básicos y subsaturados se sitúan en Haití (basanitas y nefelinitas). Según esto podría sugerirse aunque con ciertas reservas que hacia el este van apareciendo coladas más jóvenes.

2.3.1.1. Volcanismo cuaternario (17). Intrusivos y coladas basálticas

Aunque como se ha comentado anteriormente, a nivel regional, los materiales volcánicos ocupan una banda de dirección NE-SO; A nivel local en la Hoja de Gajo de Monte se observa que la mayoría de los domos y coladas de composición basáltica (17) se sitúan jalonando una fractura del orden de unos 14 km de longitud y de dirección NNO-SSE que se extiende desde las proximidades del Gajo de La Pelona hasta Tierra Colorada, al N de Gajo de Monte.

En el extremo NO de la Hoja, siguiendo el firme del Gajo de La Pelona, entre 2.600 y 2.700 m de altitud hay sendos afloramientos que pueden corresponder a pequeños cuerpos a modo de diques-domo con textura dolerítica. En muestra de mano (AG-9075) se observa que son rocas de color gris-verdoso oscuro, con textura microgranuda (dolerítica). Se trata de rocas basálticas afíricas, constituidas por una pasta de clinopiroxeno augítico, plagioclasa, opacos, esfena, clorita, carbonato y sericita. Ya que no hay fenocristales y presenta textura subofítica intergranular, podría ser una roca transicional a dolerita. Estos cuerpos sólo se han cartografiado cuando su tamaño es representativo, pero se han observado rocas similares en algunos diques como los que afloran en el Arroyo de la Sabina, al norte de la Loma de El Sillón, muestra AG-9080.

2.3.1.2. Volcanismo cuaternario (18). Coladas y centros de emisión andesíticos.

Dentro del volcanismo cuaternario los términos andesíticos son relativamente poco abundantes. Así en la Hoja de Gajo de Monte sólo se ha cartografiado un centro de emisión que pueda asignarse a este grupo. Se trata del volcán de El Tetero, localizado a unos 2 km al NNO de Las Cañitas. En la Hoja de Padre Las Casas, sin embargo, sí se han cartografiado varios edificios de esta composición, situados en las inmediaciones de esta última localidad y próximos a Bohechío.

En general estas rocas se caracterizan por sus tonos grises de alteración, siendo difícil su asignación de “visu”, pues existen toda una serie transicional desde leucobasaltos, andesitas-basálticas y andesitas que incluso en lámina delgada pueden presentar problemas de identificación. Concretamente en el centro de emisión de El Mogote de El Tetero se han muestreado tanto leucobasaltos como andesitas, y andesitas-basálticas, habiéndose observado el apilamiento de dos potentes coladas de estas composiciones que han rellenado el valle. La primera de ellas tiene fuerte disyunción columnar con una zona masiva de más de cuatro metros de potencia y composición de tipo leucobasalto/andesita. Sobre ella aflora una colada más afanítica y fresca, con colores ligeramente más oscuros. En lámina delgada se observa que es una roca basáltica-andesítica con fenocristales subxenomorfos de augita algo titanífera y olivino, con porfidismo bastante seriado, y tendencia glomeroporfírica débil. La matriz es de grano muy fino, en parte criptocristalina y con abundantes listoncillos subidiomorfos de plagioclasa. Se han vislumbrado algunas pseudomorfosis de opacos + cliropiroxeno + plagioclasa que podrían corresponder a anfíbol reabsorbido.

En la zona del centro de emisión se han cartografiado tres pequeñas lomas alineadas en sentido NO-SE, correspondiendo la más septentrional al salidero de coladas propiamente dicho, mientras que las dos restantes parecen ser algo más antiguas y pueden corresponder a cuerpos domáticos que no llegaron a extruir.

Estas coladas fueron datadas mediante el método K/Ar por Electroconsult (1983) en $0,8 \pm 0,3$ M.a. Se trata de el único dato de edad absoluta para el volcanismo cuaternario en la Hoja, y por tanto no se poseen otras dataciones que confirmen ésta, pero por su aspecto de campo y posición “intracanyon”, justifica esta edad tan reciente, similar a los “intracanyon” de Valle Nuevo.

2.3.1.3. Volcanismo cuaternario (19). Intrusivos tranquiandesíticos

Dentro del volcanismo cuaternario, las rocas tranquiandesíticas son bastante abundantes tanto en la zona de Yayas de Viajama como en el cuadrante NO de la Hoja de Sabana Quéliz, sin embargo, en esta aquí estudiada, están representadas únicamente por unos pequeños afloramientos de aspecto domático que se sitúan en el sector SE de la Hoja, marcando una alineación de tendencia NO-SE. Esta alineación puede relacionarse perfectamente con las observadas en el sector NO de Sabana Quéliz.

El aspecto de campo es el de unos cerritos con formas domáticas que destacan ligeramente en el paisaje, constituido por las tobas de la Formación Tireo en las cuales intruyen. En muestra de mano, presentan una textura microgranuda que recuerda a rocas de tipo hipoabisal, en la que destacan los anfíboles y en algunas ocasiones también biotitas. Aunque han sido denominadas genéricamente como tranquiandesitas, en lámina delgada se ha observado que existen también términos de tipo tefrita-fonolítica (AG-9027) o ¿latitas? como la muestra AG-9019; sin embargo, todas ellas guardan estrecha relación con las tranquiandesitas “s.l.”. En general se trata de rocas de textura porfídica en la que destacan como fenocristales: anfíbol y plagioclasa en todos los casos y en las muestras AG-9027 y AG-9031 aparece también un feldespatoide de tipo analcima y/o leucita?. En la muestra AG-9019, aunque no se ha llegado a observar feldespatoide parece que el fuerte relieve negativo de parte de la pasta (6 isotropa), podría sugerir su presencia. La matriz está constituida mayoritariamente por plagioclasa, anfíbol, biotita y vidrio.

2.3.1.4. Volcanismo cuaternario (20). Intrusivos de pórfidos cuarzo-feldespáticos

Estos materiales ocupan un área muy exigua dentro de la Hoja, habiéndose cartografiado únicamente unos pequeños afloramientos en la bajada de El Tetero a La Fortuna y en las inmediaciones de Los Aquelles. En la zona de La Fortuna adoptan una morfología a modo de dique ancho con aspecto de pórfido de feldespato. En el afloramiento de Los Aquelles se observan unas rocas porfídicas rodeadas por sendos deslizamientos. En lámina delgada se puede clasificar como una riodacita en tránsito a riolita. La plagioclasa con una textura que recuerda a algo granofídico. Se ha asignado al volcanismo cuaternario aunque con ciertas reservas.

2.3.2. Cuaternario sedimentario

Estos materiales aparecen distribuidos a lo largo de la Hoja sin que lleguen a alcanzar en ningún caso grandes potencias, ni mucha extensión superficial. Existe una cierta variedad con depósitos de origen fluvial, de ladera, y poligénico.

2.3.2.1. Pleistoceno-Holoceno. Depósitos de glacis (21). Gravas, arenas y arcillas

Estos depósitos constituyen en general, pequeños afloramientos que aparecen, en la zona de La Culata (NE) y en el sector occidental de la Hoja, configurando pequeñas plataformas sobre el cauce actual.

Mención especial merece el afloramiento que se sitúa en la divisoria entre Río Grande y Arroyo Limoncillo, ya que este afloramiento podría representar una cuenca sedimentaria relictas que por el propio rejuvenecimiento del relieve ha sido prácticamente desmantelada. Litológicamente están constituidos por una serie alternante de arenas, limos, gravas y arcillas. En el resto de los afloramientos, citados en primer lugar, predominan las gravas de diversa composición, con tamaños variados desde unos 3-4 cm hasta unos 50 cm de tamaño máximo. La fracción arenosa es menos frecuente y presenta composición litoarenítica.

2.3.2.2. Pleistoceno-Holoceno. Depósitos de terrazas (22). Gravas y arenas

Se describen en este epígrafe unos pequeños afloramientos de terrazas antiguas que aparecen colgados sobre el cauce actual del Río En Medio a unos 40 m en la zona de El Gramoso-Hondo Valle. En muchos de los casos el depósito está prácticamente relictas y ha quedado una "hombreira" o superficie de erosión sobre el cauce actual del barranco, que indica la posición que ocupaba el antiguo cauce. Por este motivo se han asignado al Pleistoceno-Holoceno. En general se observa un depósito de gravas y arenas, heterométricas, de poco espesor, apenas se conservan 1-2 m. La naturaleza de los cantos es mayoritariamente de rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo, aunque también hay tonalitas, microtrondhjemitas, algunas calizas y rocas volcánicas cuaternarias.

2.3.2.3. Holoceno. Depósitos de terrazas (23). Gravas y arenas

La mayoría de las terrazas cartografiadas en la Hoja aparecen relacionadas con el río Grande y su afluente Yaquesillo. En este epígrafe se describen las terrazas bajas relacionadas con la llanura de inundación actual y situadas entre +1 y +3 m con respecto al cauce actual, por este motivo se han asignado al Holoceno. Están constituidas mayoritariamente por gravas heterométricas de diversa procedencia: rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo, Tonalitas, calizas de la Formación Tireo y rocas volcánicas cuaternarias. La mayoría de los tamaños se sitúan entre 5 y 25 cm, si bien se observa una fracción arenosa subordinada, y una pequeña proporción de cantos y bloques que pueden llegar a alcanzar tamaños métricos. Es frecuente observar una cierta imbricación de cantos, y bases erosivas y canalizadas.

2.3.2.4. Holoceno. Depósitos de deslizamiento (24). Arcillas, cantos y bloques

Estos depósitos son relativamente frecuentes en la Hoja y aparecen relacionados con las elevadas pendientes que existen en la zona y favorecidos además con la existencia de agua en el subsuelo y materiales degradados de composición arcillosa que constituyen un buen lubricante y favorecen el movimiento en masa. Además, en algunos casos, se ha observado la coincidencia en la zona de cabecera con algún accidente tectónico que podría haber favorecido y/o desencadenado el proceso de deslizamiento. Así en la zona SO de la Hoja ("Guayuyos-El Montazo") se han cartografiado sendos afloramientos que ocupan varios kilómetros cuadrados, que se relacionan con unas tobas volcánicas rojizas alteradas a productos arcillosos que en presencia de agua alcanzan una gran plasticidad. Estos materiales arcillosos pueden englobar cantos y bloques de diversa litología con tamaños desde centimétricos hasta métricos. La naturaleza de los fragmentos depende (como es lógico) de la de las laderas sobre las que se asientan. Dada su relación directa con los relieves actuales se han incluido en el Holoceno. En cuanto a los espesores son bastante variables según la entidad de cada deslizamiento, pudiendo estimarse espesores desde unos 2 mts en la zona de cabecera hasta decamétricos en la parte basal.

2.3.2.5. Holoceno. Depósitos de ladera y coluviones (25). Cantos, arenas y arcillas

Estos materiales aparecen distribuidos a lo largo de la superficie de la Hoja, si bien, no presentan un gran desarrollo areal, pese a las importantes elevaciones existentes. En

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

2.3.2.6. Holoceno. Depósitos de tipo aluvial-coluvial (26). Limos, arenas y arcillas

Se describen en este epígrafe unos pequeños afloramientos de tipo mixto “aluvial-coluvial” localizados en el sector oriental de la Hoja, en la zona de Los Corralitos y en el sector central, en la zona de El Tetero-Las Cañitas y Sabana Andrés. Estos depósitos están relacionados tanto con la dinámica de laderas como con la propia actividad fluvial y están constituidos por un conjunto de limos, arenas y arcillas con una proporción variable de cantos. En general los espesores son muy reducidos apenas 1-2 m, y se han asignado al Holoceno, al estar relacionados con los relieves actuales, y la propia dinámica fluvial.

Mayoritariamente el depósito está constituido por limos y arenas de diversa coloración (marrón, gris, etc) con una pequeña fracción de arcillas y cantos de tamaños en general inferiores a 2 cm.

2.3.2.7. Holoceno. Fondos de valle (27). Gravas y arenas

Los materiales que constituyen esta unidad aparecen representados mayoritariamente en el fondo de los barrancos principales que atraviesan la Hoja. En algunos casos se han tenido que exagerar para poderlos representar a la escala del mapa. Mención aparte merecen los depósitos que ocupan las cuencas de La Culata y El Valle de El Tetero.

En general, están constituidos por gravas redondeadas y heterométricas, con predominio de los tamaños entre 4 cm y 30 cm, aunque ocasionalmente existen bloques del orden de 1 m de diámetro o incluso más. Además hay una fracción de menor granulometría que corresponde a arenas. La composición mayoritaria la constituyen las tonalitas y las

rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm. Tireo. No obstante, también se han muestreado algunos cantos de calizas de la Fm. Tireo, rocas volcánicas cuaternarias y calizas de la Fm. Jura. La potencia puede ser muy variable y difícil de evaluar, si bien, según lo observado en los cortes de algunos de los barrancos principales, podría llegar ocasionalmente a 4-5 m, con valores medios de 1'5-2'5 m.

2.3.2.8. Holoceno. Depósitos aluviales (28). Gravas, arenas, limos y arcillas

Se describen en este apartado los depósitos detríticos que constituyen el relleno de la depresión de Constanza en el extremo oriental de la Hoja. Se trata de materiales de diversa composición y granulometría, si bien, se observa un mayor predominio de los tamaños menos groseros que en los depósitos de fondos de valle, siendo esta una de las razones por las que se han individualizado en cartografía.

2.4. Geoquímica

2.4.1. Formación Tireo

La constitución mayoritariamente volcanoclástica de la Formación Tireo ha condicionado el limitado número de análisis realizados en ella. Los estudios previos más relevantes sobre la geoquímica de las lavas e intrusivos someros de la Fm. Tireo son los realizados por Lewis et al (1991), Harms (1988) y Jiménez y Lewis (1987) en sectores al oeste del cuadrante 1:100.000 de Constanza.

En el presente trabajo se han realizado 16 nuevos análisis geoquímicos correspondientes a términos volcanoclásticos de la Formación Tireo, a intercalaciones de coladas basáltico-andesíticas y a intrusiones someras de cuarzo queratófidos, (Tabla 2.4.1.). En todos ellos se han analizado los elementos mayores y el Sc, Rb, Sr, Zr, Y, Ba, Cr, y Ni, y en diez, también las Tierras Raras, el Th y el Hf. Estos últimos elementos son los menos móviles. Estos análisis permiten discutir la naturaleza y origen del magmatismo que dio lugar a la Fm. Tireo.

Rocas volcanoclásticas

Se han realizado cuatro análisis de las tobas vítricas y líticas masivas que forman el

cuerpo fundamental de la Formación Tireo. Todas son muy similares desde el punto de vista geoquímico correspondiendo a una composición basáltica con contenidos del 0.73-1.1% en TiO_2 y del 4.5-9.2% en MgO . El Na_2O oscila entre el 1.54-2.91% y el K_2O es menor del 0.14% en todas las muestras. Esta concentración de elementos mayores es marcadamente similar a la encontrada en las lavas de la formación Siete Cabezas (ver capítulo de Geoquímica de las Hojas del cuadrante 1:100.000 de Bonao). Los elementos traza se discuten más adelante.

Domos y coladas básicos

Las coladas y los cuerpos intrusivos de composición basáltica son intercalaciones comunes dentro del conjunto volcanoclástico de la Fm Tireo. Se han realizado cuatro nuevos análisis geoquímicos de estas litologías.

Las lavas máficas tienen en conjunto una composición similar, excepto en el contenido elevado (3.2%) en TiO₂ de la muestra HH-8004 (Hoja de Sabana Quéliz) y en las elevadas proporciones de álcalis y altas tasas de P₂O₅ en las muestras HH-8001B y HH-8004 (Sabana Quéliz), todo ello indicativo de unas características alcalinas. Los análisis previos de lavas basálticas de la Fm. Tireo realizados por Lewis et al. (1991), muestran composiciones similares, señalando estos autores la presencia de altos contenidos de TiO₂ en los basaltos del área de La Pelona-Pico Duarte y en la parte norte de la Hoja 1:50.000 de Juan de Herrera.

Los análisis multielementales de Tierras Raras (Fig. 2.4.1.) muestran la diferencia entre las rocas volcanoclásticas y las lavas basálticas. Las últimas tienen concentraciones más altas de LIL y HFS que las primeras. Las lavas basálticas tienen relaciones Zr/Y > 4 en todas las muestras excepto en la HH-8006 (Arroyo Caña). Tienen también relaciones Th/Yb y Ta/Yb relativamente altas, similares a las de los basaltos oceánicos y continentales alcalinos actuales (Pearce 1983). Además, las lavas basálticas dan curvas de Tierras Raras Ligeras relativamente altas y rotadas, mientras que las pautas de las Tierras Raras de las muestras HH-8006 (Arroyo Caña) y AG-8307 (Constanza), correspondientes a términos volcanoclásticos tobáceos, son planas. Estas últimas y las otras dos rocas volcanoclásticas, AG-8310 y AG-8312, ambas de la Hoja de Constanza, muestran en conjunto características geoquímicas similares a las de las lavas de la Fm. Siete Cabezas.

Riolitas (cuarzoqueratófidos)

Cinco de los análisis corresponden a flujos riolíticos que afloran en el sector meridional de la Hoja de Constanza en la denominada Loma Cuchilla del Montazo. En dos de estos análisis, se da una relación Na₂O > K₂O con un contenido de K₂O en el 1.5 y 3.4%. Tres de estas muestras han sido lixiviadas y alteradas puesto que tienen contenidos de K₂O > 7.7% y de CaO y Na₂O de menos del 0.2%. La muestra AG-8507 de la zona de El Tetero en la Hoja de Gajo de Monte tiene un contenido en SiO₂ del 83.38% muy

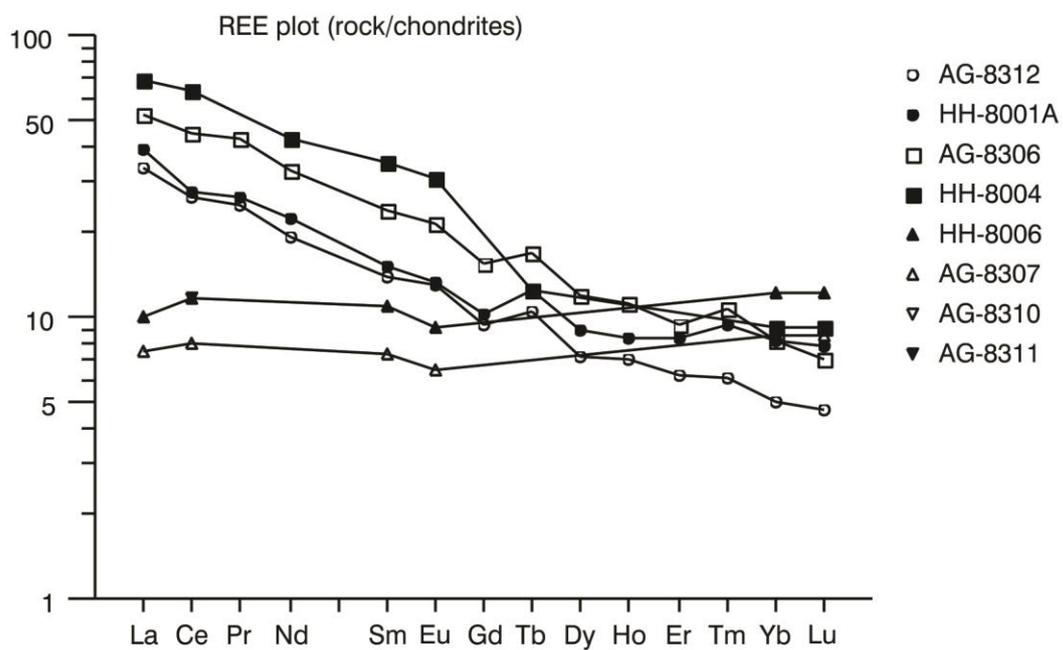
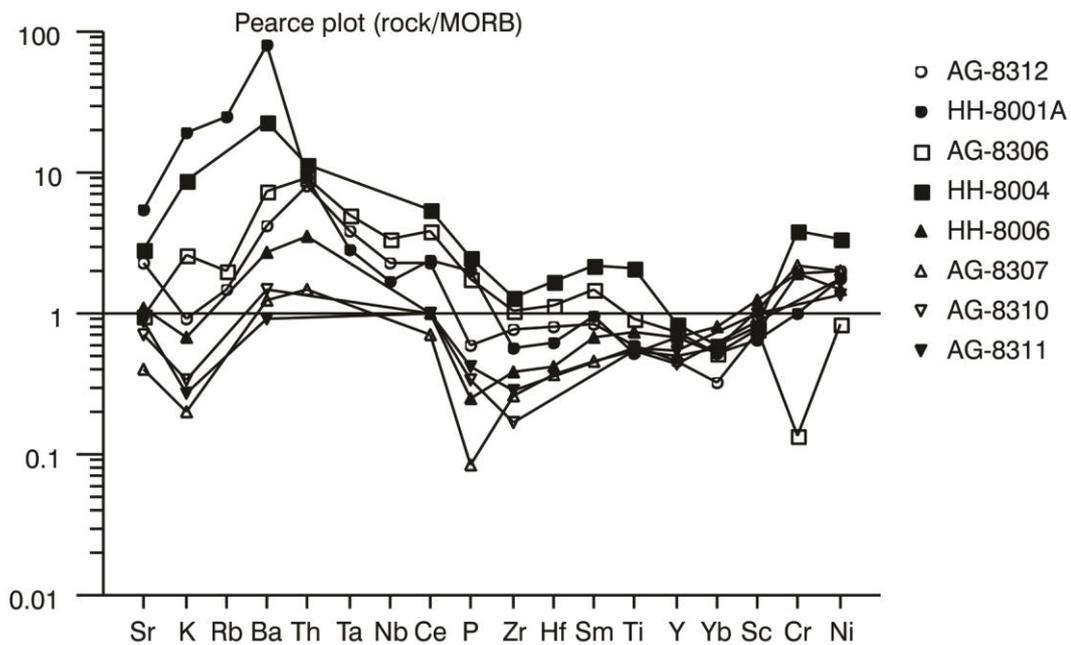


Fig. 2.4.1. Diagramas multielemental de Pierce (1983) y de Tierras Raras para diversas muestras de rocas volcanoclásticas y basálticas de la Fm Tireo

probablemente como consecuencia de una silicificación limitada, confirmada en lámina delgada.

En el diagrama multielemental (Fig. 2.4.2.) las cuatro muestras ploteadas tienen pautas similares, siendo la AG-8315 la de menor contenido en elementos HFS. Por otra parte la mencionada muestra AG-8507 de El Tetero y la AG-8315, de la Loma Cuchilla del Montazo tienen concentraciones muy similares de Th, Ta, y Nb.

Las tres curvas de Tierras Raras (Fig. 2.4.2.) son similares, excepto la correspondiente a la AG-8507 cuyo mínimo se explica por los efectos de la lixiviación. Las Tierras Raras Ligeras están enriquecidas respecto a las Pesadas, con una relación La/Sm de 4.1-4.6. La relación Sm/Yb es del 1.1 en la muestra AG-8507 y del 2.1 en la muestra AG-8315. La muestra AG-8304 tiene una característica anomalía negativa de Eu, así como la AG-8507, menos acusada, indicativas de fraccionamiento de la plagioclasa.

Composiciones intermedias

Cuatro de las muestras analizadas pertenecen a este grupo. Dos, tienen contenidos de SiO₂ del 54.0 y 54.72% pero dado que en ellas los valores de LOI están por encima del 4%, el contenido original en SiO₂ debía ser mayor.

La Fig. 2.4.3. es un diagrama multielemental de las muestras de composición intermedia HH-8003 y HH-8005 (Sabana Quéliz) y AG-8306 (Hoja de Constanza). Esta última corresponde a una colada básica, afanítica, próxima a Los Mananguises y tiene una composición muy similar a la muestra HH-8003. Las tres muestras son completamente diferentes en apariencia y en ocurrencia. La HH-8005 es una tonalita mineralizada relacionada con los cuerpos tonalíticos intrusivos existentes en el límite entre las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz. Difiere de las otras dos muestras de la Fig. 2.4.3. en el contenido relativamente alto de K y Rb, debido a alteración hidrotermal, pero tiene contenidos bajos en elementos HFS, particularmente Ti, Zr y Y, los cuales son de baja movilidad. Esta roca, de hecho es similar en composición a la muestra AG-8504 perteneciente a la tonalita de El Río. Por otra parte, la muestra HH-8002 tiene una composición de elementos mayores similar a la de la muestra AG-8306 y tanto las muestras HH-8001B como la HH-8002 tienen relaciones Zr/Y cercanas a 4.0, parecidas a las de las muestras basálticas de la Fm Tiroo con afinidades de arco oceánico alcalino. Las dos

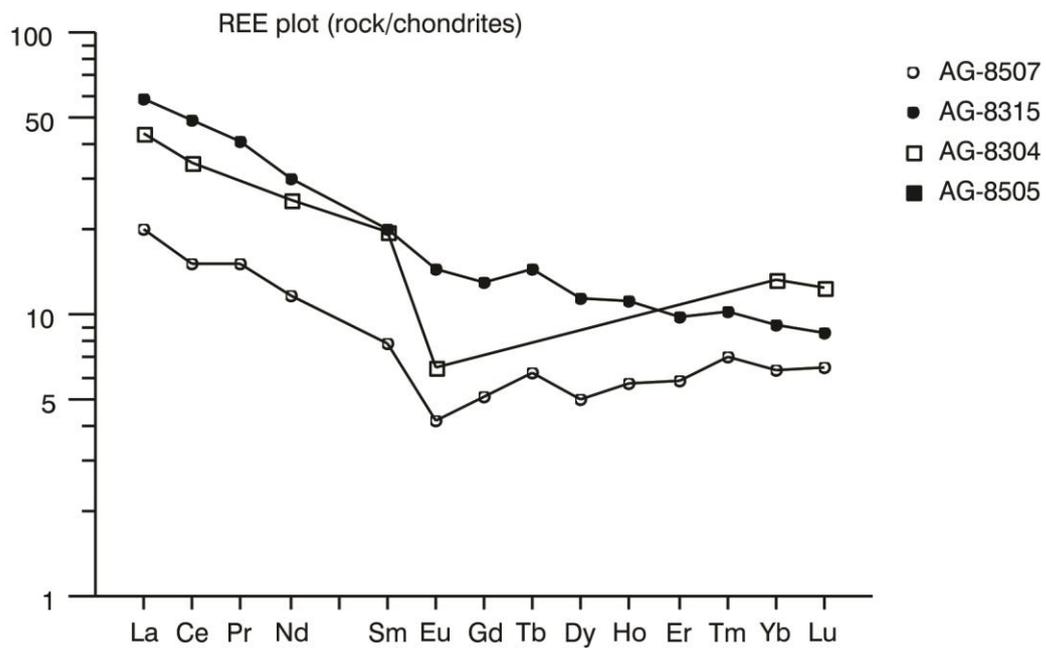
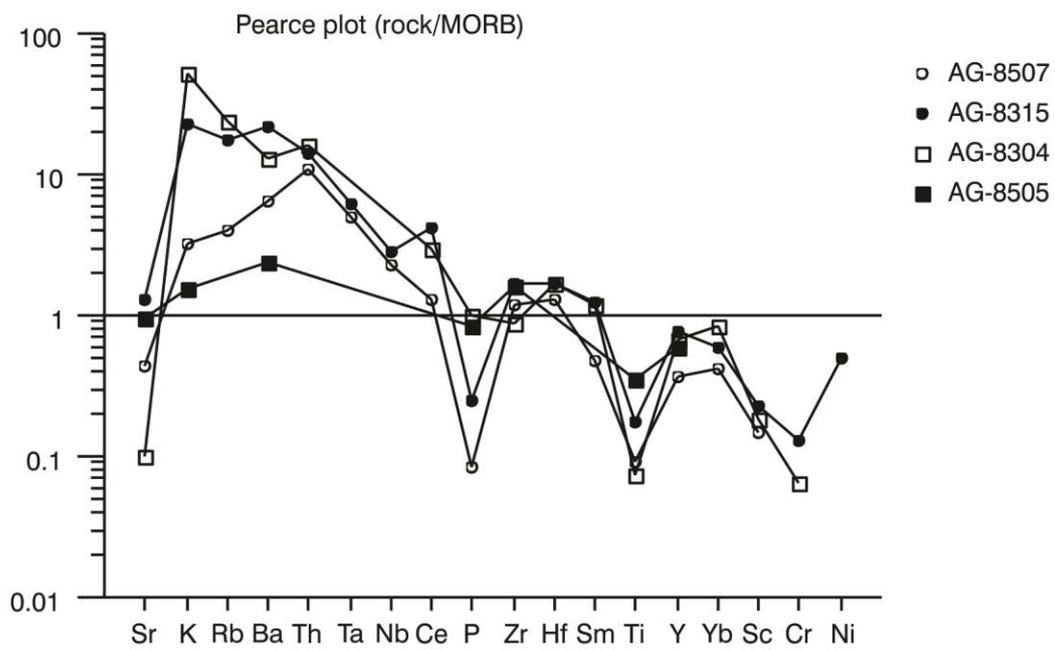


Fig. 2.4.2. Diagramas multielemental de Pierce (1983) y de Tierras Raras para diversas muestras de rocas riolíticas de la Fm Tireo

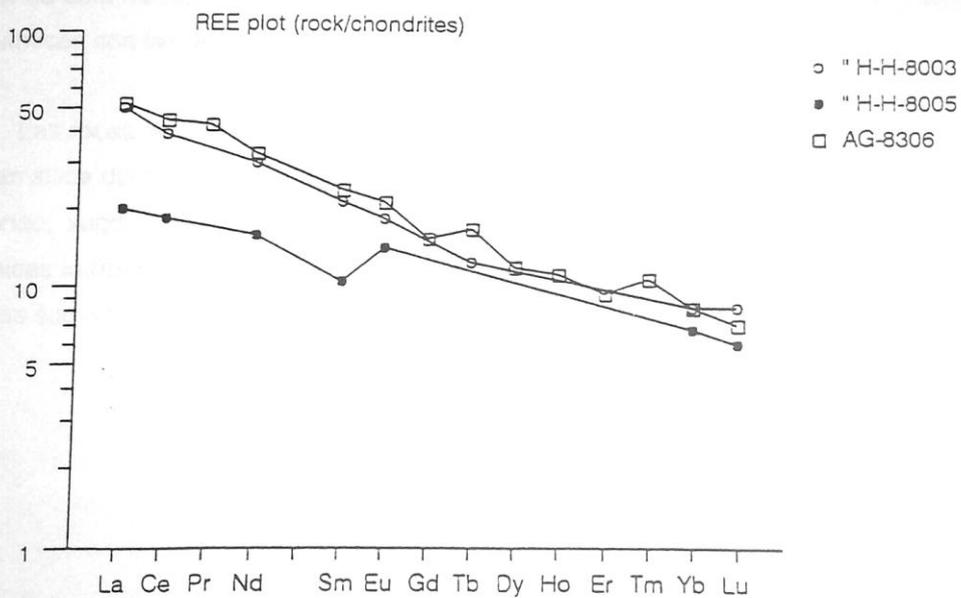
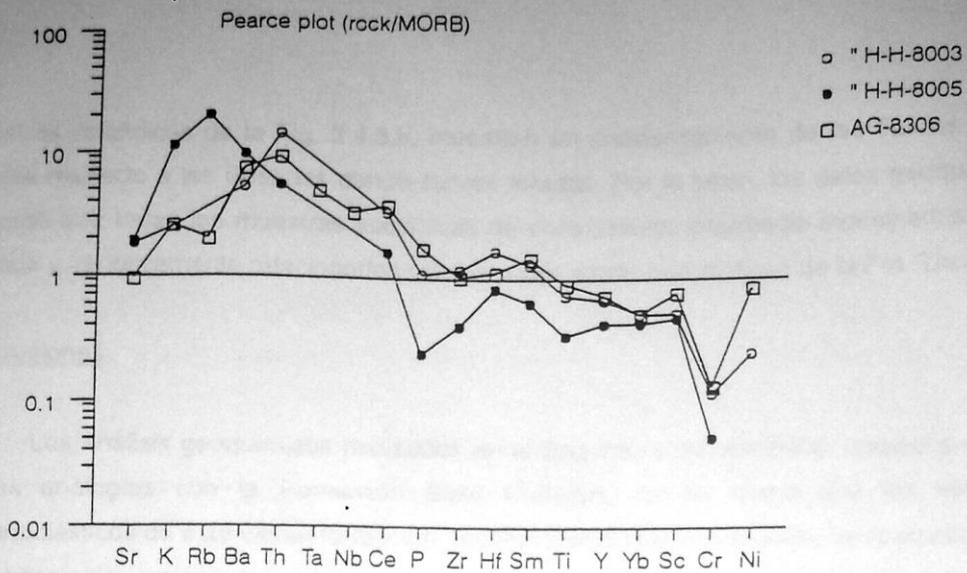


Fig. 2.4.3. Diagramas multielemental de Pearce (1983) y de Tierras Raras para diversas muestras de rocas de composición intermedia de la Fm Tiroe.

muestras volcánicas de la Fig. 2.4.3.b, muestran un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras respecto a las Pesadas dando curvas rotadas. Por lo tanto, los datos geoquímicos sugieren que todas las muestras volcánicas de composición intermedia examinadas están química y genéticamente relacionadas con las rocas volcánicas máficas de la Fm. Tireo.

Conclusiones

Los análisis geoquímicos realizados en el conjunto volcanoclástico masivo sugieren ciertas analogías con la Formación Siete Cabezas, de tal forma que los términos volcanoclásticos de esta última formación, reconocidos en los alrededores de la localidad de Villa Altagracia, representarían facies proximales de las tobas vítricas y líticas masivas de la Fm. Tireo. Estas últimas derivarían del retrabajamiento de las primeras y de su depósito en cuencas relativamente más profundas. La coincidencia de edad de ambas formaciones está a favor de esta hipótesis. Las lavas basálticas intercaladas en la Fm. Tireo tienen afinidades geoquímicas con las de las rocas procedentes de arcos oceánicos alcalinos.

Las rocas riolíticas tienen una composición similar a la de las tonalitas leucocráticas y ricas en sílice del Batolito de El Río y *stocks* asociados existentes en el cuadrante 1:100.000 de Bonaó, sugiriendo que podrían proceder de magmas similares. Sin embargo las rocas volcánicas intermedias de la Fm. Tireo tienen una composición diferente a la de las citadas tonalitas sugiriendo un origen magmático diferente.

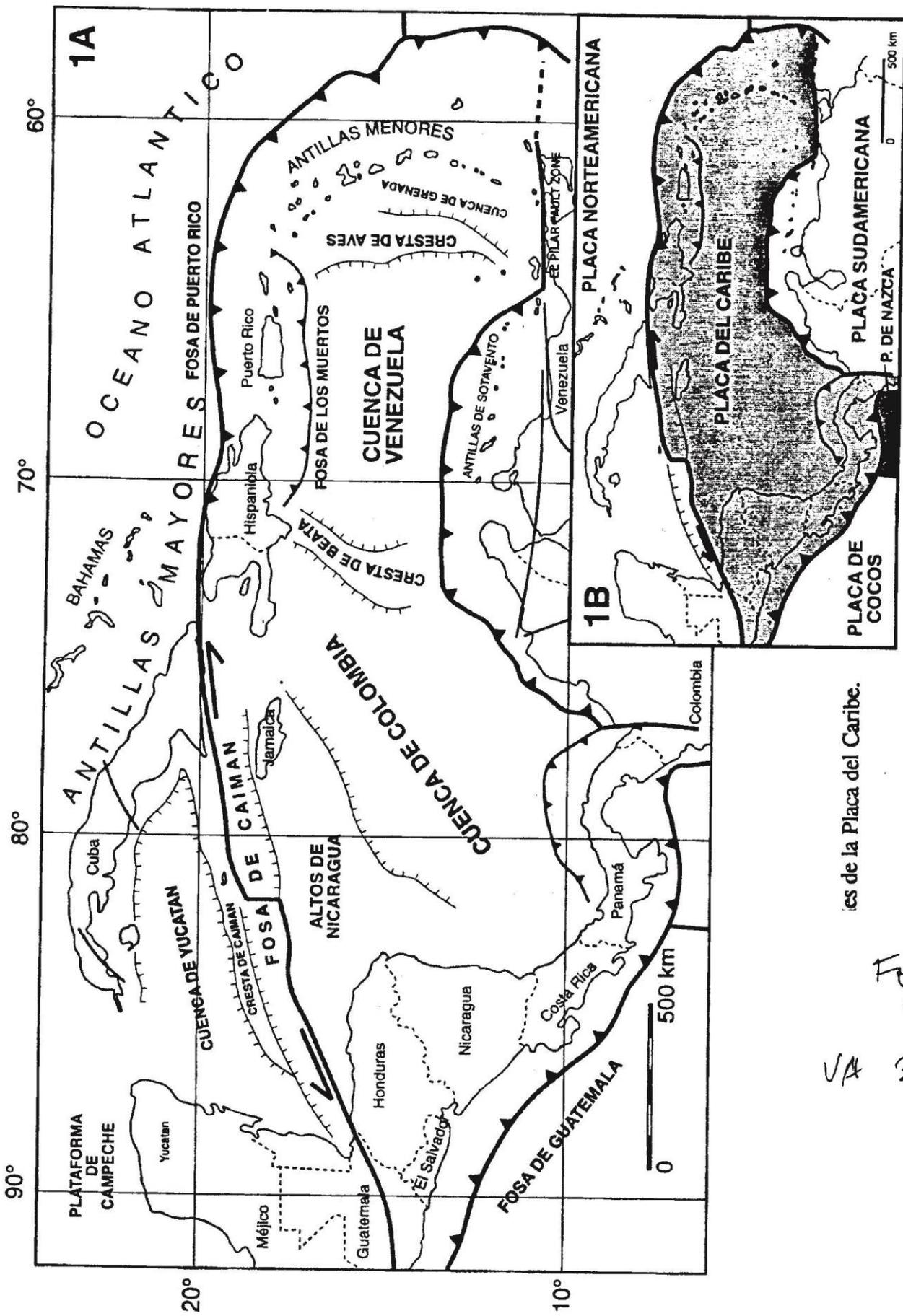
3. TECTONICA

A continuación se describen las características tectónicas y la evolución tectónica de la Hoja de Gajo de Monte. Ahora bien, dado que esta Hoja forma parte del contexto geológico de la Cordillera Central, se harán frecuentemente referencias a esta zona y a las áreas adyacentes, principalmente al ámbito del presente proyecto. En primer lugar, se efectúa una exposición del complejo contexto geodinámico de la isla y de las hipótesis más aceptadas, en lo que se refiere a la evolución de la Placa del Caribe. A continuación se describe el marco geológico-estructural de la zona de estudio, dividiéndolo en macrodominios y describiendo en detalle la estructura interna de cada uno de ellos.

3.1. Contexto geodinámico de La Española

La isla de La Española se encuentra situada en la actualidad, en la parte septentrional de la Placa del Caribe. Junto con Puerto Rico constituyen una unidad que puede considerarse como una microplaca incipiente, limitada al norte por una zona de subducción oblicua, con una fuerte componente de salto en dirección, y limitada al sur por otra zona de subducción (Fosa de los Muertos). En la Figura 3.1.1., tomada de Draper y Gutiérrez (1997), se han representado los principales elementos estructurales de la placa del Caribe.

El sector septentrional del arco volcánico, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de Las Bahamas. En la Fig. 3.1.2. (modificada de Pindell, 1994) se muestra la evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico, tomada de Draper y Gutiérrez (1997). Se trata probablemente de una colisión oblicua y diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo et al. 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al. (1991)). Así, el margen norte del Caribe ha evolucionado desde el Cretácico hasta hoy, de constituir un límite controlado por subducción a ser un límite en régimen de desgarre, tras la colisión de esta placa con la Americana. Esta colisión ocurrió en La Española, en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla. En la Fig. 3.1.3., tomada de Mann et al. (1991b), se muestra la estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975).



VA 3. H

Fig. 3.1.1. Principales elementos estructurales de la placa del Caribe. Figura tomada de Draper y Gutierrez (1997)

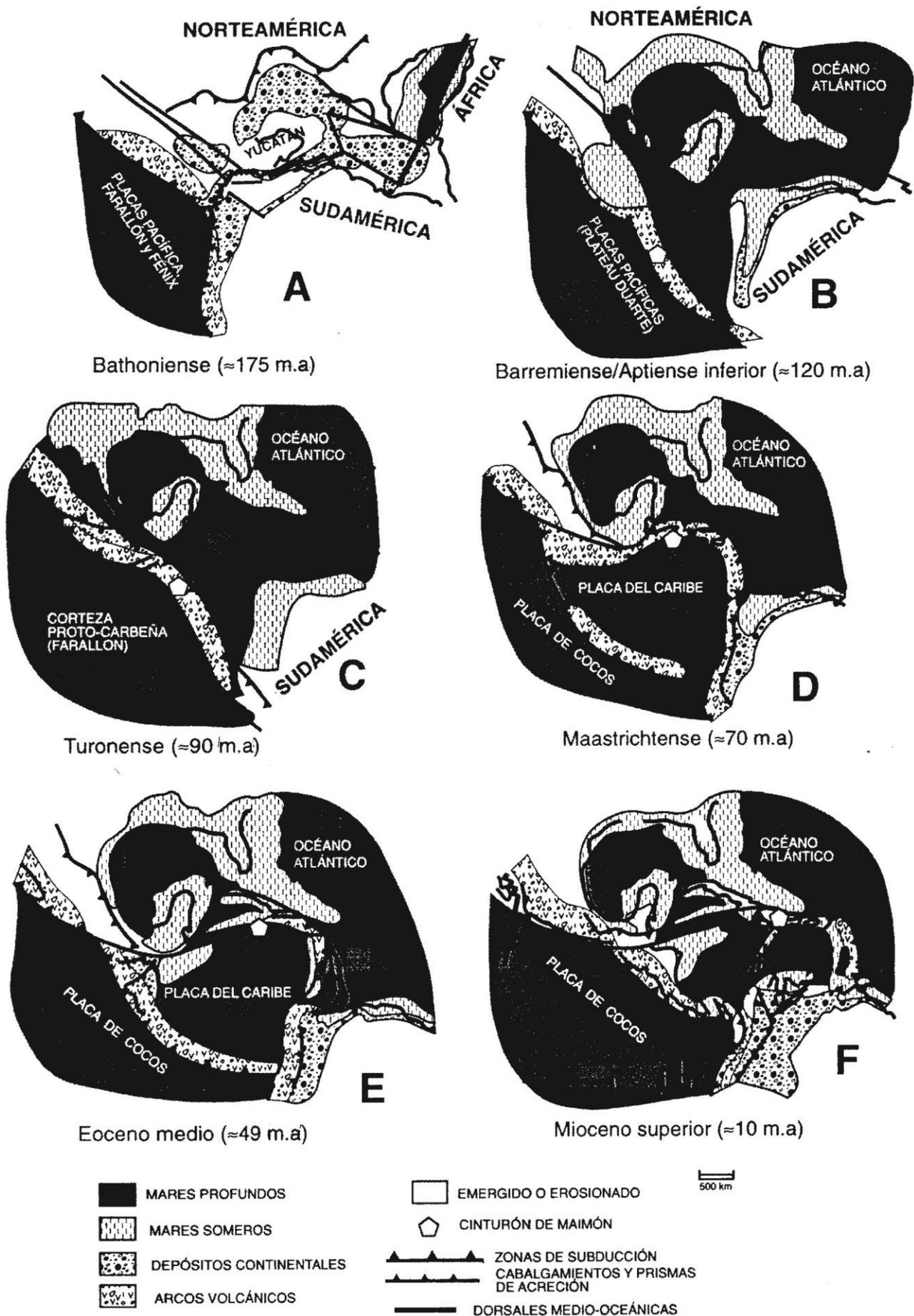


Figura 2.-Evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico (de acuerdo con Pindell, 1994). Se muestra la situación del Cinturón Central a lo largo de su historia geológica.

Fig. 3.1.2. Evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico (modificada de Pindell, 1994), en la que se muestra la posición aproximada de la zona de estudio (cinturón de Maimón). Figura tomada de Draper y Gutiérrez (1997)

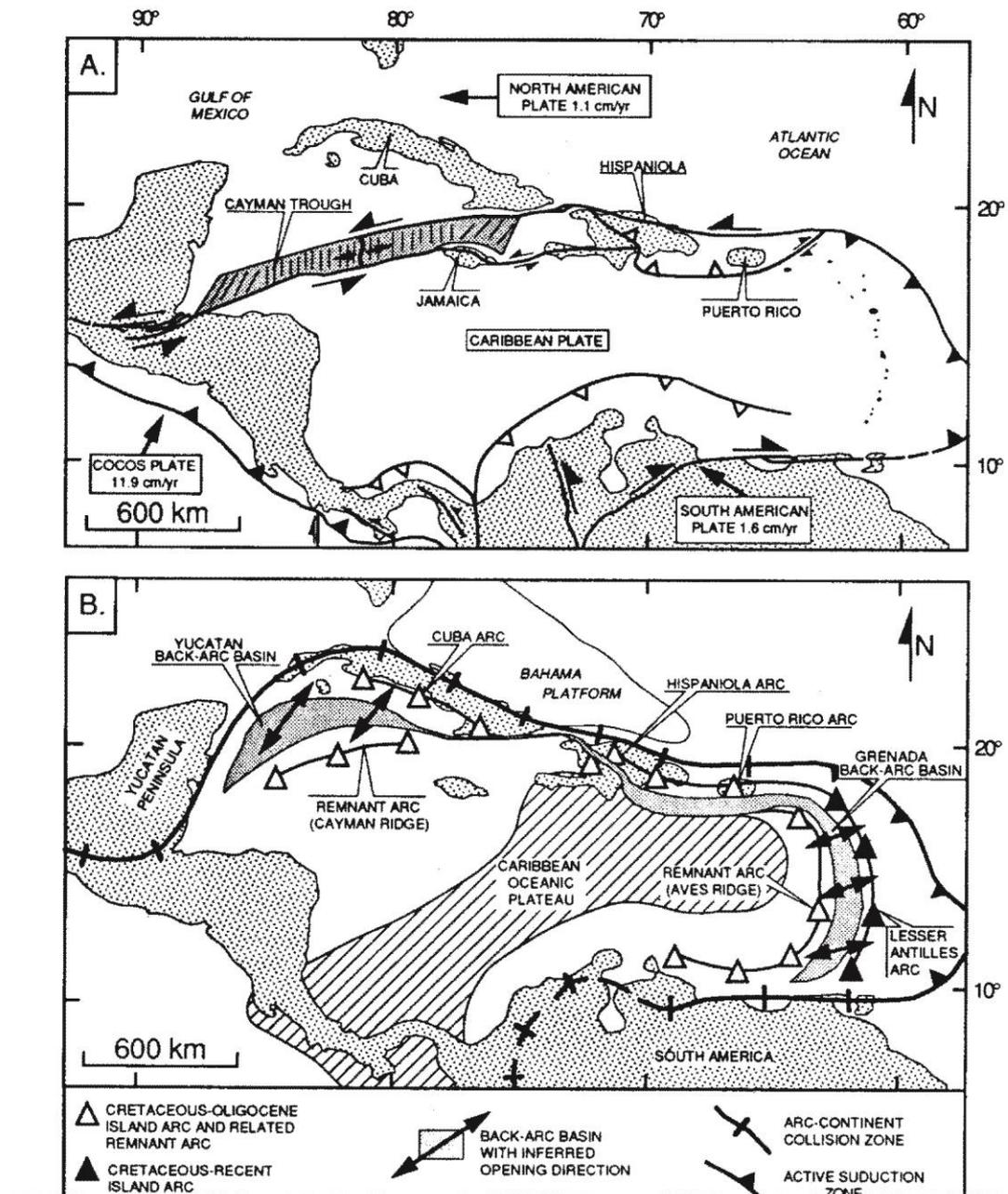


Fig. 3.1.3. A) Estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975); direcciones y velocidades de movimiento de las placas en relación a la del Caribe, según Stein et al (1988). La isla de La Española es el punto de partida de la zona de desgarre sinistral que separa las placas Norteamericana y Caribeña. B) Los cuatro elementos tectónicos principales que intervinieron en el límite colisional del arco de islas del Cretácico superior-Eoceno, separando las placas proto-Caribeñas, Norteamericana y Sudamericana, son: el *plateau* oceánico del Cretácico superior; el arco de isla del Cretácico superior-Eoceno o "Gran Arco del Caribe"; la cuenca trasera de arco (*back arc basin*) del Cretácico superior-Eoceno; y la plataforma carbonatada de las Bahamas, del Jurásico superior a la actualidad. Figura tomada de Mann et al (1991 b)

El límite actual entre la Placa del Caribe y la Placa Norteamericana tiene más de 3000 km y va desde Guatemala hasta las Antillas Menores. Este límite está dominado en gran parte por movimientos trascurrentes de carácter sinistro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe, en relación con la de Norteamérica. El segmento correspondiente a la Isla de la Española y Puerto Rico se complica por la existencia conjunta de desplazamientos con salto en dirección y subducción dando lugar a una colisión oblicua con la Plataforma de las Bahamas.

Con anterioridad al Eoceno inferior, el límite Norte del Caribe era fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia el arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno inferior y la existencia de rocas con metamorfismo de alta presión. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a un dominio con desplazamientos en dirección que tiene lugar en el Paleógeno superior y el Neógeno. Desde entonces, el límite Norte tiene carácter transpresivo. Así, a partir del Eoceno, esta convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del Cinturón de Peralta.

En esta Hoja de Gajo de Monte podrían relacionarse con esta deformación las imbricaciones internas de la Formación Tireo y el cabalgamiento de esta unidad sobre el Cinturón de Peralta.

Desde finales del Eoceno y principios del Oligoceno, La Española muestra una fuerte partición de la deformación, mostrando distinto carácter en diferentes unidades tectónicas y fallas mayores. Por otra parte, y dentro de una misma unidad, también se producen cambios en la naturaleza de la deformación a través del tiempo. Ejemplos de estos cambios se pueden observar dentro de una misma unidad, como en el Cinturón de Peralta, donde se pasa de una tectónica de acortamiento que da lugar a un cinturón de pliegues y cabalgamientos a una tectónica de desgarre posterior, desde el Eoceno hasta el Plioceno. En un mismo tiempo geológico, durante la formación del Cinturón de Peralta (compresión que produce deformación en "plane strain"), algo más al Noreste, en la Falla de la Española, el régimen deformacional era sobre todo trascurrente (probablemente transpresivo). Otro ejemplo lo constituye actualmente, la deformación en la Fosa de los Muertos comparada con la mayor parte de los regímenes de desgarre de las fallas mayores del interior de la isla.

Por último hay que mencionar la tectónica de desgarres cuya mayor incidencia se muestra a partir del Mioceno (y hasta la actualidad), una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieron soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la citada convergencia (oblicua) entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y la meseta oceánica. Ésta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transpresivo (Mann et al 1991 a) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericana (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, mar adentro, y por la falla Septentrional, tierra adentro, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998), Dolan et al 1998).

3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La Hoja de Gajo de Monte se localiza en el ámbito de la Cordillera Central, estando ocupada mayoritariamente por el macrodominio del basamento, salvo en su esquina SE y S en que aparece representado el Cinturón de Peralta. En la Fig. 3.2.1. se ha representado la síntesis geológica regional, con la localización de las 12 Hojas (E. 1:50.000) que comprenden este proyecto.

– Basamento

El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al 1991 a). En el flanco suroccidental de la Cordillera Central están representados por la formación o terreno (estratigráfico) del Tireo consistente en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, pertenecientes al Cretácico superior. Además esta formación (Tireo) aparece en esta Hoja intensamente intruida por cuerpos tonalíticos, de muy diversa magnitud, desde pequeños stock o masas subvolcánicas, hasta cuerpos con dimensiones batolíticas (Batolito de El Río) en el sector NE de la Hoja. La estructura

- Volcanismo Cuaternario
- Basaltos generalmente oceánicos
- Tonalitas no foliadas y Dioritas
- Gabros y Gabro-Norititas de la Yautija
- Tonalitas foliadas
- Holoceno
- Aluviales del Pleistoceno-Holoceno
- Arcos del Pilo-Pleistoceno
- Calizas de los Hatises
- Fm. Silicilásticas de las Cuenclas Neógenas
- Fm. Calcáneas del Oligoceno-Mioceno
- Eoceno
- Cinturón de Peraila
- Fm. Los Bañitos
- Eoceno inf.
- Fm. D. Juan y equivalentes. Cret. superior-Paleógeno
- Fm. Tiseo. Cret. superior
- Fm. Perailillo Sur. Cret. superior
- Fm. Siete Cabezas. Cret. superior
- Calizas de Haitillo, Las Cañas, y Fm. Las Lagunas. Albano-Cret. superior
- Fm. Perailillo Norte. Cret. inferior
- Fm. Los Ranchos. Cret. inferior
- Esquistos de Maimón. Cret. inferior
- Complejo Río Verde. Cret. inferior
- Complejo Duarte. Jur. superior
- Peridotita



Fig. 3.2.1. Esquema geológico regional de la zona de estudio con la localización de las 12 Hojas 1:50.000 realizadas en el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana

interna de este basamento, difícil de descifrar por los fuertes relieves y la dificultad de acceso, se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO. En el sector oriental de la Hoja se observa un giro en las estructuras que se hace más patente en la vecina Hoja de Constanza en que toman claramente la dirección E-O. Esta dirección gira bruscamente en el sector más oriental de este “terreno” coincidiendo con los límites occidentales de las Hojas de Bonaó y Arroyo Caña, donde adopta claramente direcciones norteadas, próximas a la N-S, y manteniéndose así también en las Hojas de San José de Ocoa y La Ciénaga. Estas pautas estructurales pueden observarse en el Esquema de la Fig. 3.2.2. que comprende las 12 Hojas, realizadas en el presente proyecto

– Cinturón de Peralta

El Cinturón de Peralta, como ya se ha comentado, ha sido descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivieres-Peralta: es una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior-Pleistoceno que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco (*back-arc*) que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al 1991b). En su sector suroriental, diversos trabajos de Heubeck y Dolan han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa (Eoceno medio-Mioceno inferior) y Grupo Ingenio Caei (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la Hoja de Gajo de Monte, tan sólo aparece representado de forma parcial (Formaciones Ventura y Jura). En lo que se refiere a la estructura interna del Grupo Peralta, está definida por un sistema de pliegues y cabalgamientos genéticamente relacionados, cuyo desarrollo se ha relacionado con el del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al 1983, Heubeck y Mann 1991). Esta deformación se ha situado, a partir del Eoceno, en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del plateau Oceánico del Caribe que constituye el sector suroccidental de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe) bajo el moribundo arco de islas, éste aparecería representado por los terrenos cretácico-eocenos de la Cordillera Central y del resto de la isla, de tal forma que el Cinturón de Peralta ocultaría una sutura entre dos fragmentos litosféricos oblicuamente convergentes (Heubeck y Mann 1991, Dolan et al 1991). En

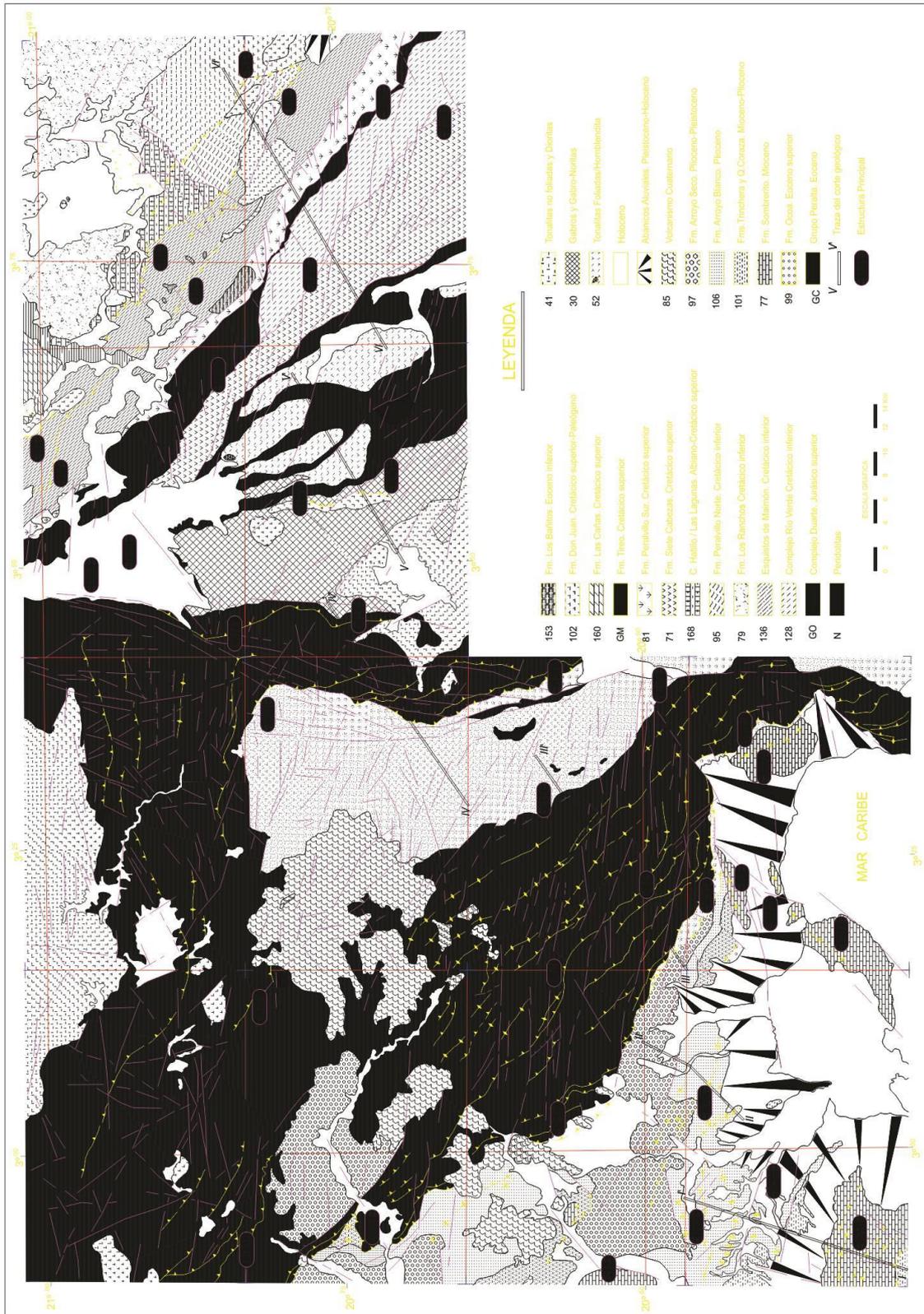


Fig. 3.2.2. Esquema tectónico de la zona comprendida por las 12 hojas 1:50.000 que integran el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Los principales elementos estructurales son, de NE a SO, los siguientes: CH, cabalgamiento de Hatillo; CF, cabalgamiento de Fátima; ZFE, Zona de falla de La Española; ZB, Falla de Bonao; DB, Depresión de Bonao; CLY, Cabalgamiento de la Yautía; CRY, Cabalgamiento del Río Yuna; CFT, Cabalgamiento frontal de la Fm. Tiro; DBO, Discordancia basal de la Fm. Ocoa; CN, Cabalgamiento de los Naranjos; CFP, Cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta; SN, Sierra de Neiba; CLG, Cabalgamiento de Los Güiros; SLV, Estructura branquianticlinal de Loma Vieja; SC, Estructura branquianticlinal de Los Cacheos; SV, Estructura branquianticlinal de la Loma de la Vigía; TFE, Terminación occidental de la falla de Enriqueillo, SMG, Sierra de Martín García. I-I', II-II', III-III', IV-IV', V-V' y VI-VI', son cortes parciales incluidos en los mapas geológicos de cada Hoja, a partir de los cuales se ha realizado el corte geológico regional sintético de la Fig. 3.2.3.

este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se interpretan como megasecuencias de cuenca delantera de arco (*fore arc*) depositadas sobre la parte interna del prisma acrecional, en algunos casos con un fuerte control tectónico (Fm.Ocoa). Alternativa o adicionalmente los autores mencionados también relacionan la deformación del Cinturón de Peralta con un corto evento de colisión oblicua y/o movimiento en dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas con la placa Caribeña, que podrían haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el Cinturón de Peralta. No obstante, es preciso resaltar que la cartografía de una parte del Cinturón realizada en el presente proyecto, ha permitido precisar la geometría de la deformación en el mismo, lo que implícitamente conlleva la revisión de los modelos estructurales arriba expuestos, como puede observarse en el corte geológico sintético, Fig. 3.2.3.

El contacto entre estos dos dominios se produce por un cabalgamiento, con vergencia al SO observado en la carretera de Arroyo Cano a Los Fríos (CFT en la Fig. 3.2.2.). Estos cabalgamientos han podido ser modificados, posteriormente, a fallas con movimiento en dirección. Así, el basamento cabalga sobre el Cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al. 1.991b). Esta fractura en sectores más noroccidentales presenta una traza subvertical y se le suponen movimientos en dirección tardíos. A pesar de esto, hay que señalar que tanto en esta Hoja como en la de Padre Las Casas se ha observado, en la zona de Culo de Maco-Arroyo Guarico, un contacto discordante por "onlap" de las Fms. Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo. Esto implica regionalmente que la Fm. Tireo debe ser el sustrato del Cinturón de Peralta. Además de las características estructurales propias de cada macrodominio, existe una importante tectónica común a ambas, que es la tectónica de desgarres, cuya incidencia se generalizó a toda la isla a partir del Mioceno, cuando todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados. A nivel regional, esta tectónica de desgarres, debió originarse con anterioridad al Mioceno, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre las principales provincias tectónicas de la zona. Estas son: la plataforma de Las Bahamas, perteneciente a la placa Norteamericana; y el Gran Arco de Islas y el plateau oceánico (ambos pertenecientes a la Placa Caribeña). Esta convergencia produjo a partir del Eoceno medio, la apertura del surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al 1991 a) y culminó, a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el

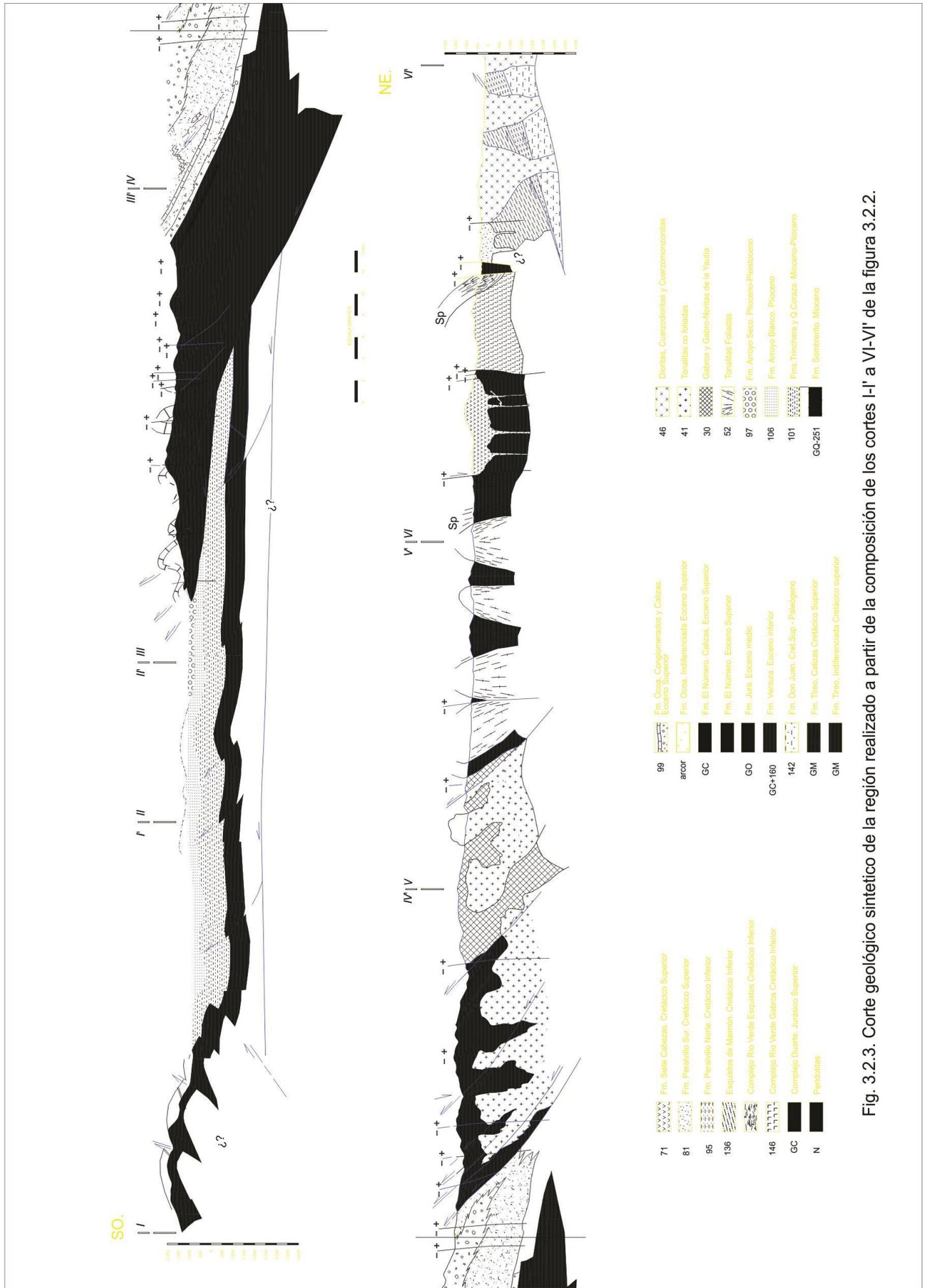


Fig. 3.2.3. Corte geológico sintético de la región realizado a partir de la composición de los cortes I-I' a VI-VI' de la figura 3.2.2.

margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, *offshore*, y por la falla Septentrional, *onshore*, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al 1998). Hacia el interior de la isla, este movimiento relativo queda articulado por la falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann et al, 1991b) Esta falla, también con movimiento sinistral, tiene un desarrollo regional de más de 1200 km puesto que forma el límite meridional del surco del Caimán, atraviesa longitudinalmente Jamaica y muere en el interior de La Española. Según Dolan y Mann (1998), las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden, individualizan la microplaca de Gonave que en la actualidad está en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ambas fallas. La falla de Enriquillo tiene su terminación oriental en la zona situada al norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua) donde produce una tectónica localizada, aparentemente sobrepuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes en una banda E-O de 10 a 15 km de anchura.

Otro de los elementos estructurales más importantes a considerar en la región es la Cresta de la Beata (Heubeck y Mann 1991). Se trata de un promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del plateau oceánico del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 a), el "ridge" de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como un "indenter" que, empujado desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy 1997), colisionó con el sector central de La Española, "incrustándose" en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia de la cresta de la Beata en la zona de estudio es muy localizada y se limita al offshore de la bahía de Ocoa, los efectos del "indenter" afectan a un amplio sector de la misma y de forma especial, al suroriental. Entre sus efectos se encuentra una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio "indenter" que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20km discurre desde la citada bahía de Ocoa hasta al menos las inmediaciones de Bonao. Este corredor parece ser una importante fuente de sismicidad (Chiesa et al 1999). Asimismo, en la zona de colisión se produjo, como consecuencia del mismo proceso, la rotación horaria de las escamas frontales del Cinturón de Peralta (Heubeck y Mann 1991), como puede apreciarse en el sector nororiental de la Hoja de Azua. También se ha relacionado con esta indentación, al volcanismo Cuaternario que aflora

ampliante al sur de esta Hoja y que se dispone según una banda de dirección NNE-SSO de 10 a 20 km de anchura, ocupando parte de las Hojas de Yayas de Viajama, Pueblo Viejo, Padre Las Casas, Gajo de Monte, Constanza, Sabana Quéliz y San José de Ocoa.

En la zona predomina el carácter calcoalcalino, con el que dieron comienzo las emisiones, si bien también existen evidencias puntuales de emisiones alcalinas, mucho más abundantes hacia el Oeste, en el ámbito del Valle de San Juan. Para algunos autores (Mann et al 1991 b) el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y el “ridge” de Beata, así como su similar edad, junto con la progresiva migración del primero hacia el Norte, implican la relación genética entre ambos. No obstante, el hecho de que el uno y el otro no estén totalmente alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que alternativa o adicionalmente, el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

Esta última hipótesis favorecería también la explicación de los magmas alcalinos, ya que los centros eruptivos de esta afinidad (alcalina) parecen alinearse con estructuras de tendencia E-O subparalelas a la Cuenca de San Juan-Azua.

Según se ha explicado con anterioridad, la evolución tectónica de la región comienza en el Eoceno, después de que todos los terrenos de arco isla que forman la Cordillera Central y el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al gran Arco de Islas del Caribe. La ausencia de afloramientos previos al Cretácico superior en la región impone serias restricciones al conocimiento de la evolución anterior a él. Por ello cualquier intento de establecer la estructura interna de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior y su compleja evolución estructural debe efectuarse en base al conocimiento de regiones próximas. Por ello, en caso de interés se sugiere la consulta de las memorias de las Hojas 1:50.000 contiguas de Bonao, Hatillo, Villa Altagracia y Arroyo Caña, integradas en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana (SYSMIN).

3.3. Estructuras de los macrodominios y de las tectónicas más recientes

Con vistas a sistematizar la descripción estructural de la región, se trata a continuación de forma individualizada la estructura interna de cada uno de los dos macrodominios señalados con anterioridad. Por ello, se incidirá en la tectónica generalizada

más reciente (tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad), así como en otros fenómenos más localizados (tectónica relacionada con la colisión de la Cresta de la Beata y con la terminación oriental de la Falla de Enriquillo).

3.3.1. Estructura del basamento

En la región estudiada, el basamento está constituido por la Fm. Tireo, que aunque se trata de una formación bastante bien conocida, desde el punto de vista litológico, son muy escasas y locales las referencias a su estructura interna, para lo cual se ha utilizado el trabajo de síntesis de Lewis et al (1.991).

La estructura de la Fm. Tireo está definida por una serie de cabalgamientos que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento genéticamente relacionado con el desarrollo de éstas. En la Hoja de Constanza se han identificado tres cabalgamientos que recorren la Hoja con tendencia general aproximada E-O y vergencia al sur. La prolongación de estas estructuras dentro de esta Hoja (Gajo de Monte) resulta problemática, si bien, se observa un giro generalizado de las mismas hasta tomar direcciones NO-SE que son las que presenta el cabalgamiento frontal y otros sendos cabalgamientos que afloran en el sector SO de la Hoja. En las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz se han identificado, por encima del cabalgamiento frontal (Falla de San José-Restauración), hasta cuatro de estos cabalgamientos que individualizan un mínimo de cinco escamas. Por tanto, se podrían estimar un mínimo de ocho escamas principales, si bien, no se descarta que futuros reconocimientos de campo revelen una estructura aún más compleja.

Como se ha comentado anteriormente, la dirección general E-O de los cabalgamientos en la Hoja de Constanza, sufre un brusco giro, pasando a ser de N-S a NNO-SSE en los sectores más orientales y meridionales (Hojas de Bonao, Arroyo Caña, Sabana Quéliz y San José de Ocoa).

La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a los 45°, siempre hacia el Este o el Norte consecuentemente con sus vergencias generalizadas en sentido opuesto. Las geometrías más probables parecen corresponder, a rampas de bloques de techo (o bloques cabalgantes) sobre rellanos de bloques de muro (o bloques cabalgados). Esta conclusión

deriva de dos observaciones. Una, es la presencia de niveles muy continuos de calizas en el bloque de muro inmediatamente debajo y subparalelos a los planos de cabalgamiento; la otra es que los buzamientos de la estratificación en los bloques de techo suelen ser algo menores que el de los planos de cabalgamiento. Esta geometría implica desplazamientos entre escamas relativamente altos que en ningún caso se podrían cuantificar en un corte compensado al no haber niveles de referencia concretos. En conjunto, la disposición de las escamas parece corresponder a la de un abanico imbricado, con buzamiento monoclinal hacia el Este o el Norte, en el cual las escamas estructuralmente más altas parecen tener buzamientos progresivamente mayores. Esto último conlleva ciertas implicaciones genéticas ya que sugiere un modelo de emplazamiento de las mismas “normal” o hacia el antepaís.

En el sector SO de la Hoja se han cartografiado tres cabalgamientos. El más importante de ellos es el que aparece en el extremo SO y que pone en contacto los materiales de la Fm. Tireo sobre las turbiditas del Grupo Peralta. Se trata por tanto del Cabalgamiento Frontal de la Fm. Tireo y que se prolonga ampliamente hacia el NO en la Hoja de Juan de Herrera. En esta Hoja tiene un recorrido de unos 5 km y presenta un trazo bastante rectilíneo. Asociado con él se observan pequeños repliegues y una intensa deformación, con desarrollo de texturas características de estas deformaciones. Hacia el SE (en la Hoja de Padre Las Casas) este cabalgamiento gira hasta adoptar una orientación prácticamente E-O en las proximidades de Río En Medio.

A apenas 1 km al NO del anterior cabalgamiento se observa otro plano de cabalgamiento de dirección similar en la zona de La Cucarita. En este caso son las tobas y brechas (unidad 8, de la Fm. Tireo) las que se ponen en contacto con las calizas de la Fm. Tireo. Esta escama se incurva en la zona de Los Fríos hasta tomar dirección próxima a N-S y es ocultada por el cabalgamiento que viene desde la zona de Botoncillo-El Montazo.

Este cabalgamiento muestra un trazado relativamente recto pero algo arqueado y recorre en esta Hoja unos 14 km de longitud (desde la zona de Río En Medio-El Botoncillo-hasta la ladera Oeste de la Cruz de Marciliano, en que se continua hacia la Hoja de Juan de Herrera. La traza de este cabalgamiento aparece oculta en muchos casos por el desarrollo de depósitos de deslizamientos. Se trata de un accidente que pone en contacto la unidad de tobas y rocas volcanoclásticas principal (3) con las calizas de la Fm. Tireo.

En la zona comprendida entre Las Cañitas y la Loma de la Tasajera, se ha señalado otra escama de orientación NO-SE con unos 7 km de recorrido y que aparece retocada por las fracturas de tendencia E-O.

Por último hay que mencionar, que los cabalgamientos de la zona de Constanza se prolongan en esta Hoja unos 2-3 km (en sentido E-O) y luego giran bruscamente hacia el Norte en la zona de Loma Chingüela-Los Corralitos, donde resulta problemática su continuidad al ser retocados por fallas en dirección.

Los planos de los cabalgamientos son difíciles de observar a escala de afloramiento y cuando así ocurre lo normal es que tengan sobreimpuestos los efectos de una tectónica posterior, que borran o enmascaran las deformaciones derivadas de la tectónica de cabalgamientos. No obstante, en observaciones realizadas a lo largo de la carretera de La Cucarita a Arroyo Cano y en otras realizadas en las Hojas de Sabana Quéliz y de San José de Ocoa se han podido deducir que la deformación asociada a los cabalgamientos, al menos al nivel estructural visto, es de tipo esencialmente frágil y suele estar acompañada por el desarrollo en bandas de una roca o harina de falla que generalmente consiste en una cataclastita foliada. Estas bandas, de espesor decimétrico a métrico, son especialmente frecuentes en los tramos contiguos al plano de cabalgamiento, aunque aparentemente tienen mayor desarrollo en el bloque cabalgante que en el cabalgado. Así se observa en el Arroyo Copey (Hoja de Sabana Quéliz), donde la zona de deformación asociada al bloque cabalgante disminuye progresivamente hacia techo, alcanzando un espesor total superior a los 60 m. Allí, el estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, en este caso derivadas de la trituración de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, muestran el desarrollo de un metamorfismo dinamo térmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a facies de los subesquistos verdes.

La Fm. Tireo se pone en contacto con el Cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido ($<45^\circ$) que el de los cabalgamientos suprayacentes. Esta estructura tiene una notable continuidad en toda la zona de estudio aunque está localmente interrumpida y desplazada por las numerosas fallas de dirección OSO/ENE a ONO/ESE relacionadas con la posterior tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad. Como ya se ha señalado, una excepción a esta continuidad se da en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte donde la traza del cabalgamiento se pierde en superficie y el contacto entre el basamento y su cobertera se resuelve por medio

de una discordancia de las Fm Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo. En este caso es posible que la traza del cabalgamiento haya sido desplazada en profundidad, y su movimiento transferido hacia las posiciones occidentales más adelantadas, mediante una falla transversal (*tear fault*) cuyo reflejo en superficie no está bien definido. Aunque dicha discordancia confirma que la Fm. Tireo es, al menos parcialmente, el basamento del Cinturón de Peralta, se desconocen, tanto su posible existencia bajo la Cuenca de Azua-San Juan, como su relación con los afloramientos de rocas basálticas y volcanoclásticas de edad Cretácico superior-Eoceno, que ocupan el núcleo de la Sierra de Neiba (Mann et al 1991b).

Ascendiendo estructuralmente, la Fm. Tireo, y sus imbricaciones internas están delimitadas por el cabalgamiento del Río Yuna. Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm. Tireo, en los sectores más orientales de este dominio, dentro de las Hojas de Bonaó y Arroyo Caña. Se caracteriza por ser de tipo dúctil, y a él se asocian una hidratación y una intensa deformación retrógrada que da lugar a la génesis de fábricas miloníticas y filoníticas dispuestas en una banda subparalela adyacente al plano de cabalgamiento, de espesor superior a 100 m. Aunque la relación de este cabalgamiento con las imbricaciones internas de la Fm. Tireo no está todavía establecida, en el presente trabajo se sugiere que bien podrían representar una de las primeras, y por tanto más internas y profundas, imbricaciones del basamento dentro de la secuencia de propagación “normal” o hacia el antepaís. Esta interpretación estaría de acuerdo con el contraste en el estilo de la deformación entre los primeros cabalgamientos, más internos y profundos, de tipo dúctil, y los últimos, desarrollados en la Formación Tireo, más externos y someros, de tipo frágil.

El aludido cambio brusco de directrices de los cabalgamientos internos de la Fm. Tireo, próximo a 90°, afecta también al cabalgamiento frontal y podría asimilarse al giro que sufre una lámina cabalgante al adaptarse a una rampa lateral. En este caso, el cabalgamiento frontal avanzaría hacia el Suroeste con la dirección regional NO-SE a E-O y al llegar a la “esquina” localizada en el sector nororiental de la Hoja de Sabana Quéliz, giraría 90 grados (y con él, los cabalgamientos suprayacentes), para adaptarse a la morfología de una rampa lateral, de dirección N-S, existente en el bloque cabalgado. Este mismo modelo serviría para explicar, en las Hojas de Bonaó, Sabana Quéliz y San José de Ocoa, la presencia de al menos dos fallas normales sobreimpuestas parcialmente a las trazas de los cabalgamientos; éstas serían “*drop faults*”, es decir fallas normales generadas

exclusivamente en el bloque cabalgante para acomodar el exceso de espacio producido en el giro.

La edad de las estructuras descritas queda acotada inferiormente por la asignación al Cretácico superior de los materiales de la Fm. Tireo a los que afecta; es decir, todas las estructuras son post-cretácicas. Por otra parte, el cabalgamiento frontal, en los sectores más surorientales cobija los materiales de la Fm. Ocoa y por tanto su edad es, como mínimo, Oligoceno basal, aunque esta edad podría ser más moderna si los conglomerados atribuidos a la Fm Ocoa correspondieran a la Fm. El Limonal de Heubeck (1988), del Oligoceno. Aplicando el modelo de propagación de la deformación “normal” o “hacia el antepaís” que hasta ahora se viene considerando, lo más probable es que las primeras imbricaciones en el basamento comenzaran hacia el Eoceno superior (o ligeramente antes), coincidiendo con la irrupción de la Fm Ocoa en la cuenca frontal de marcado carácter tectosedimentario (Cinturón de Peralta) y cuyo depósito implica un fuerte levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central. El resto de los cabalgamientos se habrían formado a lo largo del Oligoceno, conforme la deformación se propagaba hacia el antepaís, hasta que en el Mioceno inferior todo el conjunto del basamento llegó a superponerse al Cinturón de Peralta mediante el cabalgamiento frontal. Algunos autores (Dolan et al 1991) señalan un funcionamiento simultáneo o posterior del contacto entre el basamento y el Cinturón de Peralta como falla con movimiento en dirección dextral (Heubeck y Mann, 1.991), circunstancia no comprobada en el presente trabajo.

En el diagrama de la Fig. 3.3.1. se han representado las direcciones de todas las fracturas que aparecen en la Hoja. Se han muestreado un total de 376 fracturas, pudiendo constatarse que no existe una sola pauta, sino que se conjugan varias. Entre ellas se puede destacar la existencia de un sistema de fracturas norteado con predominio de los valores comprendidos entre N 30°E y N 30°O. Más importantes parecen las fallas de tendencia ONO-ESE que pueden relacionarse con la tectónica más reciente y que aparece también muy bien expuesta en las imágenes de satélite.

3.3.2. Estructura del Cinturón de Peralta

La estructura del Cinturón de Peralta ha sido objeto de diversos estudios cuyos aspectos más significativos han sido resumidos por Dolan et al (1991). Anteriormente, destacan las primeras cartografías de Wallace (1945), así como los estudios

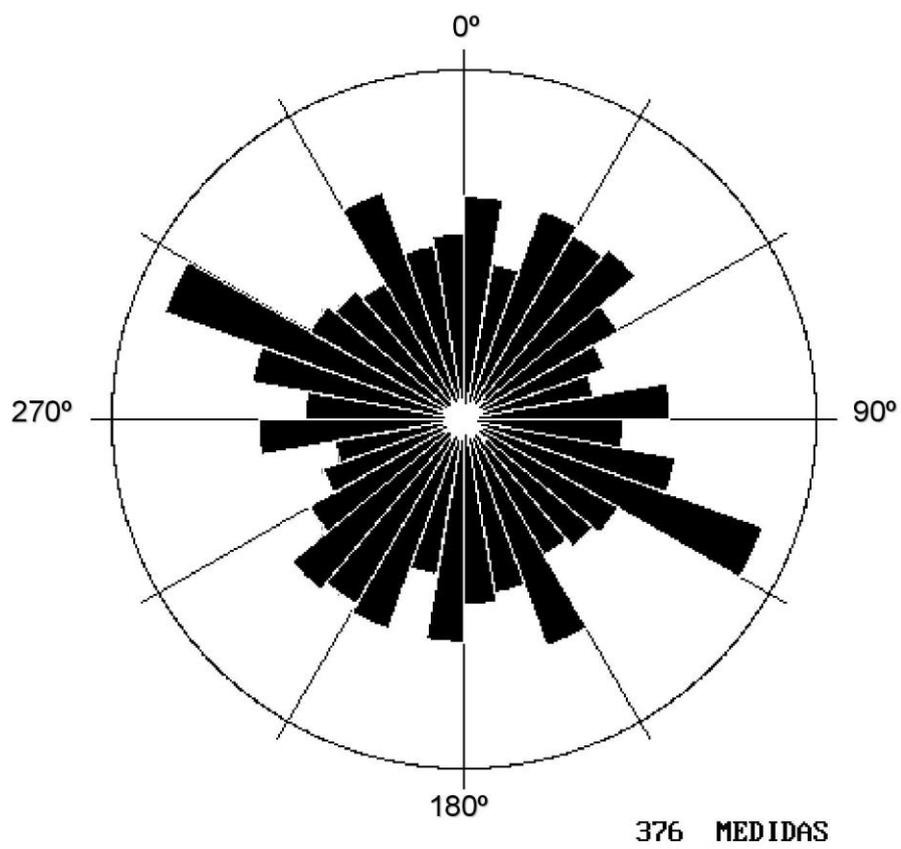


Fig. 3.3.1.-Diagrama de la red de fracturación en la hoja.

bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizados por Bourgois (1979), así como la interpretación de Biju Duval et al (1983), en la que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación con la fosa de los Muertos, interpretan la región como parte integrante de un prisma acrecional con vergencia al Sur. Posteriormente, las tesis doctorales de Mann (1983), Dolan (1988) y Heubeck (1988), establecieron las características estructurales y estratigráficas básicas del Cinturón de Peralta y sentaron las bases para estudios posteriores más detallados, tales como los de Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991). Estos últimos trabajos y otros colaterales como los de Heubeck et al (1991) y Witschard y Dolan (1990) son los que han servido de punto de partida para el desarrollo del presente apartado sin olvidar las aportaciones de Mercier de Lepinay (1987).

Uno de los aspectos más destacados del trabajo de Dolan et al (1991) es la distinción de dos tipos de estructuras dentro del Cinturón de Peralta. Unas corresponden a fallas inversas y cabalgamientos que sólo parecen afectar a la Fm. Ventura y, en todo caso, la Fm. Jura y, por tanto tendrían una edad eocena. Según dichos autores estas fallas se concentran en bandas o tramos de espesores variables, que pueden alcanzar hasta los 1800 m de potencia, los cuales se caracterizan por una intensa distorsión de la estratificación (*stratal disruption*) en forma de pliegues isoclinales de tipo dúctil, *boudinage*, cizallamiento, ..etc, a los que acompaña el desarrollo de fábricas localmente penetrativas. Esta distorsión se supone producida en un estado de prelitificación simultánea e inmediatamente posterior al depósito de las formaciones mencionadas. El otro tipo de estructuras descrito por dichos autores, son fallas inversas y cabalgamientos de tipo frágil y un plegamiento asociado, que parecen afectar a todo el paquete sedimentario del Cinturón, excepción hecha del Grupo Ingenio Caei, por lo que se las enmarcan en el Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann(1991), proponen dos fases principales de deformación. La primera tendría lugar durante el Eoceno superior y a ella correspondería la “distorsión” estratigráfica sinsedimentaria del Grupo Peralta, sobre todo su parte baja. Esta fase se relaciona, bien con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinestrales, a lo largo del límite entre las placas norteamericana y caribeña, o bien a un corto periodo de convergencia oblicua causada por la colisión con la plataforma de las Bahamas; la cual repercutía en el cinturón en forma de retrocabalgamientos. En cualquiera de los casos, el Cinturón de Peralta se interpreta como un prisma acrecional adyacente a la Cordillera Central, correlacionable con la fosa de los Muertos, en cuya parte interna se depositaría la Fm. Ocoa. La segunda fase en realidad

sería una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia con el sector meridional de la isla que acabaría produciendo la subducción, sin magmatismo asociado, o *underthrusting* del plateau oceánico del Caribe bajo la Cordillera Central y el resto de los terrenos del arco de islas. Esta fase se sitúa en el Mioceno inferior y sería la responsable de la deformación de todo el Cinturón mediante cabalgamientos, fallas y pliegues asociados de tipo frágil.

La cartografía del Cinturón de Peralta en las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas, así como en otras áreas del presente proyecto aporta datos que, si bien en el contexto general son coincidentes en gran medida con los anteriores, en el detalle difieren sustancialmente de ellos. Esto concierne especialmente a la importancia atribuida por Dolan et al (1991), Heubeck et al (1991) y Witschard y Dolan (1990) a la deformación sinsedimentaria o *stratal disruption* descrita anteriormente, cuya presencia se considera, según la nueva cartografía, de menor entidad o incluso prácticamente inexistente en la mayor parte de la zona estudiada. Esta circunstancia simplifica notablemente el estudio y la interpretación de la región, que en este trabajo se contempla desde la perspectiva de un clásico cinturón de pliegues y cabalgamientos. Por otra parte, en la Hoja de Gajo de Monte no se han reconocido afloramientos de la Fm. Ocoa, sin que pueda asegurarse si su ausencia se debe a falta de depósito o a su ocultamiento bajo el cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo.

3.3.2.1. La estructura del Grupo Peralta

El desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados que caracteriza la estructura del Cinturón de Peralta, se concentra esencialmente en sus niveles estratigráficos inferiores, correspondientes al Grupo Peralta. Aquellos poseen una dirección regional general NO-SE, que se ve modificada en el sector nororiental de la Hoja de Azua por un notable arqueamiento a través del cual adquieren dirección próxima a N-S en el ámbito de la Sierra de El Número. Regionalmente, dentro del propio Grupo Peralta, la distribución de dichas estructuras no es uniforme sino que sigue una marcada zonación desde los niveles estructuralmente inferiores, situados al SO, en los que predominan los cabalgamientos, pasando por los niveles estructuralmente intermedios, con predominio de los pliegues, hasta llegar, más al NE, a los niveles estructuralmente más altos, en los que el estilo estructural es el de una serie monoclinial con buzamiento general al NE, que también caracteriza a la suprayacente Fm. Ocoa. Esta zonación, que conlleva un distinto grado de

erosión para cada uno de los niveles, mayor cuanto más bajos, se interpreta como la expresión en superficie de la estructura profunda del Cinturón y ha servido para la elaboración del corte regional y de los cortes que acompañan a cada una de las Hojas. En la Hoja de Gajo de Monte, este cinturón está muy escasamente representado, siendo en las Hojas del sur (Padre Las Casas; Yayas de Viajama y San José de Ocoa) donde mejor puede establecerse su estructura interna.

3.3.2.2. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el Cinturón de Peralta

De acuerdo con los datos señalados en el capítulo anterior, así como en los epígrafes precedentes, la deformación de tipo “*stratal disruption*” que aparentemente afectó a las formaciones del Grupo Peralta en el Eoceno superior, inmediatamente después de su depósito y en un estado de prelitificación, se ha de tomar con reservas. En los afloramientos de las Formaciones Jura y El Número existentes en las Hojas situadas al Sur de ésta, no se ha identificado ningún tipo de “distorsión de estratos”, en el sentido descrito por Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991). Solamente la parte basal de la Fm Ventura pudiera tener una deformación de este tipo, cuya interpretación, no obstante, hay que tomar con precaución puesto que también podría estar relacionada con la superficie basal de despegue del Cinturón de Peralta. En todo caso, esta deformación sería coincidente con la deformación sinsedimentaria de la Fm Ocoa descrita anteriormente. Por otra parte, estas observaciones cuestionan el funcionamiento del Cinturón de Peralta como un prisma acrecional durante el periodo mencionado.

El avance del Cinturón de Peralta hacia el SO ha condicionado la estructura de la cuenca de Azua-San Juan desde al menos, el Mioceno medio, y su cabalgamiento frontal cobija todas las formaciones de la cuenca, incluyendo a la Fm. Arroyo Seco atribuida al Plioceno-Pleistoceno.

Consecuentemente, la deformación en el Cinturón de Peralta comprende un amplio intervalo temporal desde los primeros signos de inestabilidad tectónica, que se ponen de manifiesto en el Eoceno superior por la entrada en la cuenca de las megaturbiditas de la Fm El Número, hasta su emplazamiento final sobre el margen septentrional de la cuenca de Azua en el Pleistoceno. En este intervalo, el depósito, en buena parte caótico, de la Fm Ocoa en un surco turbidítico fuertemente subsidente, marca la implantación de un frente

activo, como es el levantamiento y aproximación del basamento (Fm Tireo) hacia el SO. El cierre del surco por el cabalgamiento frontal del basamento parece que tuvo lugar en el Mioceno inferior y a partir de ese momento hasta el Pleistoceno, se produjo el desarrollo interno del cinturón de pliegues y cabalgamientos, todo ello según un proceso de evolución “normal” o hacia el antepaís.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Gajo del Monte (6072-IV) se ubica en toda su extensión en plena Cordillera Central, concretamente en el llamado Macizo Central, constituyendo una de las Hojas con cotas más elevadas de la isla. Gran parte de su superficie alcanza altitudes entre los 1500 y 2000 m.

Desde el punto de vista de su orografía, a excepción de una superficie mínima ocupada por el extremo Oeste del valle de Constanza y de la pequeña cuenca de La Culata, ambos al Este de la Hoja, el territorio comprendido en ésta presenta un relieve muy abrupto, de muy difíciles accesos, con fuertes pendientes, en donde casi el 100% de la superficie supera pendientes del 30%. En el extremo NO se encuentra el pico más elevado, con 2731 m.; junto a este pico está el Gajo de la Pelona con 2549 m. En la mitad norte de la Hoja destacan numerosas cotas por encima de los 2000 m., p.e. la Loma de Los Camarones (2349 m.), Pico de Piedra (2144 m.), Loma de La Tasajera (2142 m.), La Ciénaga (2100 m.), etc. y un pico justo en el borde Norte de la Hoja con 2373 m. que separa las provincias de Azua, San Juan y La Vega.

En la mitad sur de la Hoja solamente superan los 2000 m. los picos al Sur de la misma del Alto del Escuchadero (2229 m.) y la Loma Las Peñas. Otros picos son p.e. la Loma Sito Grande (1759 m.), el Alto de Marciliano (1900 m.), la Loma Mata de Café (1900 m.), etc.

Las cotas más bajas corresponden a los fondos de valle que aparecen muy encajados, encontrándose el punto más bajo en la parte Sur de la Hoja en el río de En Medio con 590 m. Zonas relativamente llanas y topográficamente más bajas que las áreas circundantes son los pequeños valles de El Tetero y La Culata y el extremo occidental del valle de Constanza.

El clima dominante es de tipo tropical húmedo; estando suavizado este clima tropical por el hecho de ser una isla y, en el caso concreto de la Hoja, por su orografía. No existe invierno, únicamente temporada seca (o menos lluviosa) (Diciembre-Marzo) y temporada lluviosa (Abril-Junio). Es una de las zonas de mayores precipitaciones del país con 103 días o más, de lluvia anuales y una media anual de precipitaciones entre 1000 y 2000 mm.,

umentando hacia el ángulo NO de la Hoja. Las temperaturas medias durante el mes de agosto oscilan entre 20° C y 22 ° C y durante el mes de enero entre 16° C y 18° C.

En el área de estudio el promedio anual de temperaturas máximas se encuentra alrededor de los 24,8° C y el de mínimas alrededor de los 11,2 ° C.

La red hidrográfica pertenece casi en su totalidad a la cuenca del río Yaque del Sur (cuenca de San Juan) y solamente el extremo NE del territorio de la Hoja pertenece a la cuenca del río Yaque del Norte.

El río Yaguesillo, que recoge las aguas de los pequeños arroyos del Norte, y el río Grande, que recoge las aguas de los arroyos del área Este, se unen para formar el río de En Medio que recorre la Hoja del Centro hacia el Sur. Aparecen con un recorrido tortuoso, muy encajado y adoptando junto a sus arroyos un aspecto de red dendrítica. En gran parte de su recorrido no presentan depósitos de fondo de valle significativos y únicamente el río Grande de En Medio deja algunos pequeños retazos de terrazas altas o medias y bajas. También hacia el Sur vierten las aguas del arroyo Limón y otros pequeños arroyos.

Hacia el Oeste del área de estudio dirige sus aguas el río Yaque del Sur que se forma por la conjunción de varios arroyos procedentes de vertientes muy significativas de la zona NO de la Hoja. La disposición de todos estos arroyos adquiere, como en los casos anteriores, un diseño dendrítico. Los depósitos de fondo de valle adquieren escasa significación.

4.2. Análisis morfológico

En este apartado se trata el relieve a partir de dos aspectos fundamentales: uno de carácter estático o morfoestructural y otro dinámico. El primero considera el relieve como una consecuencia del sustrato y la disposición del mismo, y el segundo analiza la importancia de los procesos exógenos sobre dicho sustrato y sus características.

4.2.1. Estudio morfoestructural

Desde un punto de vista morfoestructural la Hoja de Gajo de Monte se encuentra ocupada en más de un 70% por el dominio de la Formación Tireo y en un 20%

aproximadamente, el sustrato corresponde a las rocas plutónicas del batolito del Río, del macizo Río Yaque del Sur y del complejo plutono-volcánico de Loma Las Penas. El resto de la superficie está ocupada por los materiales terciarios del Grupo Peralta y por materiales cuaternarios tanto de origen detrítico sedimentario como de origen volcánico.

La Formación Tireo consiste en un conjunto de rocas volcanoclásticas e ígneas con intercalaciones esporádicas de niveles sedimentarios, que constituyen gran parte de los relieves de la Cordillera Central. Dentro de la Hoja en estudio, la Fm. Tireo presenta en su superficie aflorante de una manera muy mayoritaria niveles constituidos por rocas volcanoclásticas, consistentes fundamentalmente en tobas submarinas de composición andesítica, en series muy potentes. Son rocas resistentes a la erosión, siendo éste uno de los factores, que unido a otros da lugar a la formación de fuertes pendientes. Esta homogeneidad, monotonía y apariencia masiva del sustrato, condiciona en gran medida la relativa uniformidad del paisaje, que, como se ha indicado ya consiste en un relieve muy abrupto, con laderas de fuertes pendientes, abundantes aristas y líneas de cumbre ocupadas por restos de superficies de erosión y una red hidrográfica marcadamente dendrítica.

Pero más que por la litología del sustrato todo este sector de la Hoja ocupado por la formación Tireo está condicionado por la estructura. Así existen una serie de cabalgamientos y fallas con direcciones aproximadas E-O que van girando hasta direcciones NO-SE, cuya zonas de debilidad han aprovechado los cursos de agua para discurrir, obteniéndose así valles muy encajados a los que a su vez vierten pequeños arroyuelos o líneas de incisión que también se disponen a lo largo de líneas de falla normales de direcciones NNE-SSO y NNO-SSE.

Dentro de la Formación Tireo se han distinguido cartográficamente otros niveles volcanoclásticos o lávicos que básicamente responden igual al modelado que la unidad cartográfica mayoritariamente representada; los otros niveles de tipo sedimentario como calizas o "cherts" representan tan escasas extensiones que no imprimen un relieve característico.

El batolito del Río, como se ha indicado, ocupa una extensión importante en la parte Noreste de la Hoja. La facies mayoritaria está constituida por tonalitas o leucotonalitas de grano medio; subordinadamente se encuentran facies cuarzodioríticas y trondhjemíticas.

Aunque a grandes rasgos el relieve en estos materiales es similar al generado por los materiales de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, hay algunas diferencias directamente relacionadas con el sustrato. Así, los materiales graníticos son menos resistentes a la erosión y a la alteración edáfica, con lo que el paisaje que se encuentra en este área de afloramientos graníticos está más deprimido, presenta cumbres y valles más suavizados y frentes de alteración muy superiores a los formados en la Fm. Tireo. Se podría decir que el área de afloramientos graníticos del batolito del Río en la Hoja está delimitado a grandes rasgos por grandes líneas de cumbres conservadas en la Fm. Tireo como el pico de la Ciénaga, Pico de Piedra, firme de los cayolanos o el pico de Maldonado. Las cumbres significativas en el área granítica son 200 a 300 m. más bajas. Asimismo los valles aparecen más abiertos que en la Fm. Tireo, como son los de La culata, La Ciénaga o el de arroyo Pietro.

El complejo plutono-volcánico de la Loma Las Penas ocupa justo la citada loma. El macizo del río Yaque del Sur también muestra una red muy encajada, dendrítica, con fuertes pendientes y con las aristas o líneas de cumbres algo más bajas que las circundantes de la Formación Tireo.

El Grupo Peralta asoma en dos afloramientos en la Hoja, uno de ellos correspondiente a las calizas tableadas de la Formación Jura, al sur de aquella, que destacan como un inselberg de los relieves de alrededor y el otro, que aparece en el extremo SO de la Hoja, es el constituido por una alternancia de margas, lutitas y areniscas de grano fino pertenecientes a la Formación Ventura.

El volcanismo cuaternario está muy escasamente representado. Solo se encuentra un afloramiento con representación geomorfológica consistente en varios centros de emisión y unas coladas de composición andesítica que se localizan hacia el SE de la Hoja, en el área de El Vallecito, donde los centros de emisión ocupan el pico de El Mogote y las coladas, de tipo intracanyo discurren por el denominado Vallecito.

Los depósitos cuaternarios son los que ocupan las zonas más deprimidas de la Hoja, salvo los deslizamientos que se suelen disponer a media ladera, y algunos coluviones. La red hidrográfica presenta cursos encajados y estrechos caracterizando áreas de cabecera. Es muy frecuente que los arroyos no presenten depósitos de fondo de valle, y cuando lo hacen su presencia es poco significativa. El trazado de la red, como se ha apuntado

presenta un fuerte control estructural.

En el área de La Culata al E de la Hoja y en el valle de Tetero al N de la misma, los depósitos aluviales adquieren alguna mayor relevancia. Lo mismo ocurre con el extremo occidental de la Cuenca de Constanza, que aparece con una superficie muy escasa en la Hoja.

A lo largo del río En Medio aparecen mínimos retazos de terrazas altas o medias y bajas a ambos márgenes del mismo. Se puede decir lo mismo del río Yaque del Sur. No obstante la presencia de depósitos detríticos cuaternarios es francamente irrelevante, dado el continuo rejuvenecimiento del relieve.

Las formas relacionadas con procesos endógenos juegan un papel destacado en el relieve de la Hoja. Las ligadas al volcanismo cuaternario son irrelevantes, pues se restringen a un pequeño afloramiento hacia el So de la zona de estudio. Sin embargo, las formas de origen estructural se puede decir que marcan en gran medida el estilo de relieve predominante en la Hoja.

4.2.1.1. Formas volcánicas

Las manifestaciones volcánicas más recientes existentes en la Hoja de Constanza, están relacionadas con la denominada región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama, que constituye una franja de unos 30 km de anchura que se extiende en dirección NE-SO desde el valle de Constanza hasta la cuenca de Azua-San Juan.

Únicamente existe un afloramiento con representación geomorfológica en la Hoja, citado previamente. Desde el punto de vista morfológico se han distinguido tres centros de emisión que ocupan el cerro denominado El Mogote y unas coladas con indicación de la dirección de flujo que se deslizan por el valle rellenándolo y adaptándose a la topografía previa.

4.2.1.2. Formas estructurales

Las formas estructurales con mayor presencia en la Hoja son las fallas con expresión morfológica. Bajo este epígrafe están también incluidas otras estructuras como los

cabalgamientos. La estructura de la Fm. Tireo está definida por una serie de cabalgamientos de edad Eocena (Lewis et al., 1991) que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento relacionado con el desarrollo de éstas. Alguno de estos cabalgamientos se dispone con una dirección E-O y vergencia Sur, muy al E de la Hoja. Avanzando hacia el Oeste y Sur de la misma, esta dirección va girando hasta adquirir direcciones generalizadas NO-SE. Estos accidentes condicionan a gran escala la disposición general del relieve de la Hoja y en algunos casos concretos, sobre todo al SO de la misma, algunos arroyos aprovechan estas estructuras para discurrir por ellas.

A partir del Mioceno Superior comienza a funcionar en la isla una tectónica de fallas de desgarres durante la cual rejuegan algunas fallas importantes preexistentes y se crean otras nuevas que en la Hoja de Gajo de Monte se traducen en fallas de dirección aproximada E-O, que a menudo se convierten en direcciones ONO-ESE y OSO-ENE y en otro grupo de fallas norteadas o NNO-SSE y NNE-SSO que particularmente en la parte Oeste son más abundantes y significativas, especialmente las de dirección NNO-SSE. Muchos pequeños arroyos llevan estas direcciones, sobre todo en esta zona de la Hoja, pero también a lo largo de toda ella. Otros arroyos más significativos también llevan un control estructural como el arroyo Pajarito del Sur, Valle del Tetero, Arroyo El Montazo, Arroyo Pietro, Arroyo Pozo del Muerto, etc.

En muchas ocasiones el trazado de las fallas no se puede observar debido al recubrimiento por depósitos fluviales en los fondos de valle, aunque el recorrido rectilíneo del valle evidencia la existencia de un accidente estructural, en cuyo caso se ha distinguido como falla supuesta con expresión morfológica.

Raramente las aristas de los interfluvios coinciden con un accidente tectónico en la Hoja, pero en algún caso han sido distinguidas.

4.2.2. Estudio del modelado

Se analizan en este apartado las formas distinguidas en la Hoja, tanto erosivas como de acumulación, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. Se realiza una descripción agrupada en función de su génesis. En la caracterización de los depósitos se integran todos los datos recogidos respecto a sus características geométricas, litológicas y de correlación con otras formas.

4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Los depósitos o formas de acumulación, señalados para esta Hoja, generados en laderas corresponden a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos aparecen de manera dispersa en la Hoja, aunque en la mitad Noreste son mucho menos frecuentes y no cartografiables a la escala de trabajo. Esto fundamentalmente se debe a que en la mitad Noreste el relieve es relativamente más suave y, sobre todo, a que el sustrato es granítico y su tipo de alteración "lehm granítico" no favorece en principio los deslizamientos. En la parte Meridional y Oeste de la Hoja los deslizamientos se dan mayoritariamente en la Formación Tireo y dentro de la misma en las unidades cartográficas constituidas fundamentalmente por rocas volcanoclásticas. Se ha diferenciado únicamente un tipo de deslizamiento, el desarrollado por gravedad que se describe seguidamente. Se han observado también deslizamientos por reptación, pero no de dimensiones cartografiables.

Los deslizamientos por gravedad son poco abundantes en la Hoja, localizándose en laderas con fuertes pendientes. Su litología suele consistir en bloques, cantos y arcillas producto de la disgregación de las rocas volcanoclásticas, fundamentalmente tobáceas, de la Formación Tireo. Las fuertes pendientes y la componente arcillosa favorecen la formación de estos deslizamientos; en algunos casos además pueden estar favorecidos por la presencia de algún accidente tectónico que en ocasiones da lugar fácilmente a la formación de la cicatriz de deslizamiento. Los bloques pueden alcanzar tamaños de 1-2 m. y la potencia de los deslizamientos es muy variable. Según la entidad del mismo, pudiendo ir desde 2 m. en la zona de cabecera hasta los 25-30 m. en la parte basal. Su extensión en planta puede casi alcanzar los 2 km². Por sus dimensiones son destacables el deslizamiento de El Montazo al SO de la Hoja, el de El Hoyaso, cerca de El Tetero, a el de la Loma Sito Grande en las proximidades del Río Grande.

Deslizamientos puntuales se encuentran muchos a lo largo de la Hoja pero no son cartografiables a la escala de trabajo. Únicamente se han distinguido en la zona de El Firme del Cano, al N del área de estudio, por ser más abundantes.

Los coluviones son muy escasos en la Hoja y no suelen adquirir dimensiones cartografiables a pesar de las fuertes pendientes; quizá se deba a la fuerte capacidad

erosiva de las vertientes. Aparecen de forma muy dispersa, con espesores muy reducidos que como mucho alcanzan los 3-4 m. Su litología depende directamente de la existencia en la ladera donde se originan y su granulometría está constituida por cantos heterométricos englobados en una matriz areno-arcillosa. Como ejemplo se pueden citar los afloramientos que aparecen en las laderas de el Valle de El Tetero.

4.2.2.2. Formas fluviales.

Las formas fluviales con acumulación de depósito que se han distinguido en la Hoja corresponden a los fondos del valle, terrazas altas o medias y bajas, y conos de deyección.

Los fondos del valle representan los depósitos que mantienen una relación más directa con los cauces actuales. Muestran una importante extensión longitudinal en comparación con su anchura, que en numerosas ocasiones ha sido exagerada para poder ser representada en la cartografía; incluso longitudinalmente también sus afloramientos son muy escasos y poco potentes, lo que pone de manifiesto la fuerte capacidad erosiva de la red. No obstante estos depósitos suavizan ligeramente los fondos de los valles en comparación con la fuerte incisión observable en el resto de la red donde aquellos no aparecen.

Los depósitos más significativos se encuentran en los cursos de los ríos Yaque del Sur, Grande, Yaquesillo y En Medio. Las litologías de los diferentes elementos granulométricos están directamente relacionadas con las rocas por donde discurren los cursos de agua. De este modo la litología dominante son los términos volcanoclásticos de la Formación Tireo a la que se suman por ejemplo, en el río En Medio, fragmentos de rocas tonalíticas, rocas plutono-volcánicas o calizas de la Formación Jura. En su granulometría predominan las gravas gruesas o cantos que van desde 6 a 25 cm, pero también son relativamente frecuentes los bloques, que pueden alcanzar hasta 1-1.5 metros y por supuesto las gravas más finas o arenas gruesas. Las gravas suelen presentar bordes redondeados o subredondeados, mientras que los bloques muestran bordes subredondeados o subangulosos. La potencia es muy variable y difícilmente observable, los valores medios pueden ser de 1-2 metros, alcanzando muy raramente los 3-4 metros.

Mención aparte merecen las pequeñas cuencas de La Culata y El Valle de El Tetero, en donde la proporción de fracciones finas (limos, arcillas y arenas) es muy superior a la de

gravas o cantos y los depósitos se presentan tapizando laderas con una morfología muy suave y valles muy amplios.

Las terrazas, casi inexistentes se localizan a ambos lados del Río En Medio. Se han distinguido dos grupos: altas-medias y bajas. Las primeras corresponden a unos pequeños retazos de depósitos situados en cotas de +40 metros sobre el cauce, en la zona de El Gramoso-Hondo Valle, que se corresponden con otras pequeñas “hombreras” o replanos, que parecen significar terrazas erosivas, no cartografiables. Son depósitos de gravas y arenas, heterométricas de 1-2 metros de potencia, en donde predominan las litologías de los términos volcánoclasticos del Grupo Tireo. Las terrazas bajas se localizan sobre todo en el Río En Medio en sus proximidades al río Yaquesillo. Consisten en gravas gruesas, fundamentalmente, junto con arenas subordinadas y bloques aislados. Su litología consiste sobre todo en rocas volcánoclasticas del Grupo Tireo, junto a tonalitas y a calizas de la Formación Jura. Se observan imbricaciones de cantos y bases erosivas y canalizadas

Los conos aluviales han sido distinguidos exclusivamente en los bordes del extremo occidental de la cuenca de Constanza. Su potencia es de 10-15 metros, estando constituidas por niveles de gravas, con alternancia de otros de arena y de arcilla.

Entre las formas erosivas destacan las directamente relacionadas con el encajamiento de la red. La incisión lineal es muy llamativa dando lugar a una red muy encajada, en la mayoría de los casos sin depósitos, con valles en V de pendientes muy acusadas, que casi siempre superan el 30%, y a menudo alcanzan cientos de metros. La red es de carácter dendrítico y en muchas ocasiones las líneas de incisión son rectilíneas debido a su adaptación a fallas preexistentes.

Los interfluvios adoptan formas consecuentes con el tipo de red descrita. De este modo la gran mayoría de ellos salvo las grandes aristas o los grandes interfluvios, ocupados por retazos de superficies de erosión, están definidas por aristas, más pronunciadas y agudas cuanto mayor es el grado de incisión, que habitualmente es importante.

En algunos puntos dispersos por la superficie de la Hoja se han distinguido saltos de agua donde los cursos de arroyos y ríos sufren desniveles importantes. Con relativa frecuencia estos saltos parecen corresponderse con la presencia de fallas, como es el caso de El Salto, justo en el extremo occidental del valle de Constanza, también el extremo

occidental del valle de la Culata o los encontrados en el paraje de El Vallecito.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas en la Hoja por los glacis y los depósitos de tipo aluvial-coluvial.

Salvo un mínimo afloramiento en el borde oriental de la zona de estudio el único depósito de glacis destacable es el que se encuentra en el interfluvio entre el Río Grande y el Arroyo Limoncillo. Su potencia puede oscilar entre 35 y 40 m.

Litológicamente está constituido por niveles con predominio de grava y/o arenas que alternan con otros ricos en limo y arcilla.

Los depósitos de tipo aluvial-coluvial que se han diferenciado como tales están también muy escasamente representados. En la parte oriental de la Hoja se encuentra un pequeño afloramiento en la zona de Los Corralitos y en el área central en las zonas de El Tetero- Las Cañitas y Sabana Andrés. Se trata de depósitos aluviales de morfología plana, generalmente de granulometrías finas, que se indentan insensiblemente con depósitos de origen coluvial de muy baja pendiente. Sus potencias oscilan entre 1-2 metros y su granulometría está constituida por limos, predominantes, arenas y arcillas con una proporción variable de gravas de tamaño medio.

Las superficies de erosión constituyen una de las formas no deposicionales más característica de origen poligénico que se distribuyen por la Hoja. Desde el punto de vista de la superficie ocupada por las mismas, no son formas muy significativas pues ésta es muy pequeña, ya que siempre se disponen como unidades relictas muy desmanteladas ocupando las líneas de cumbres. Así, su aspecto es el de franjas muy estrechas que destacan en el horizonte. En líneas generales las cotas a las que se sitúan las superficies oscilan entre los 1800-2000 m. aunque también se han encontrado a 2500 m. o a 1200 m. Con los datos disponibles hasta ahora no es fácil decidir si existió un único episodio erosivo, y los escalones en la superficie son debidos a la tectónica, o si existieron varios episodios.

En la mitad septentrional destacan las superficies de la Loma Las Zarzas y la Loma Alto del Valle con 1800-1900 m de altitud o el Firme de los Cayetanos con 1800-1900 m.

Hacia el centro la superficie de Loma El Hoyazo con 1900m. y al sur la Loma Sito Grande. Por último se pueden citar las superficies del SO de la Hoja, con 1200 m. de, cota aproximadamente, o las del ángulo NO con 2400-2500 m. de altitud.

Muy directamente relacionadas con las superficies de erosión se encuentran los inselbergs que constituyen cerros aislados de formas cónicas o subpiramidales que destacan como relieves relictos sobre las superficies de erosión. Entre otros se pueden citar los del Alto del Escuchadero, Loma Tasajera, Alto de la Tima, Loma los Camarones o el Pico de la Piedra.

También se han señalado en el mapa grandes aristas como crestas de mayor continuidad, a favor de las cuales se desarrollan generalmente las principales líneas de cumbres.

4.3. Evolución dinámica

La estructura general que actuó como base para la formación del relieve de la isla tal como lo vemos en la actualidad se conformó durante el Neógeno, etapa en la que la paleogeografía de la isla era ya parecida a la actual.

La acción de los procesos que influyen en la creación y modelado del relieve actual se mantiene activa desde el Neógeno. En este sentido hay que destacar el papel de la estructuración del sustrato. Esta estructuración se define a partir del Miógeno Superior momento en que comienza a funcionar en la isla, en un contexto transpresivo, una tectónica de desgarres durante la cual vuelven a actuar accidentes formados en el Eoceno y se crean otros nuevos. Estos nuevos accidentes que en esta Hoja se traducen en fallas de dirección generalizada E-O, que a menudo se convierten en direcciones ONO-ESE y OSO-ESE en otro grupo de fallas norteadas, con direcciones NNO-SSE y NNE-SSO, desarrollándose las primeras con particular significación al O de la Hoja. Este modelo tectónico que sigue vigente hasta la actualidad es el que condiciona en gran medida la creación de la red hidrográfica, que es la que, en el caso de la Hoja de Gajo del Monte, caracteriza el paisaje de misma. Estos accidentes tectónicos son los que dan lugar a la formación de pequeños graben o cuencas intramontanas en diferentes puntos de la Cordillera Central, que en el caso de la Hoja se reflejan en el borde occidental de la cuenca de Constanza y en las pequeñas cuencas del Valle del Tetero y de La Culata.

La actividad volcánica cuaternaria (Pleistoceno), a diferencia de otras Hojas vecinas, tiene escasa representación areal, por lo que la modificación del paisaje a nivel global es nula; es únicamente local, en el área de El Vallecito donde los centros de emisión y calados imponen su morfología en ese punto. Como se ha mencionado los procesos de mayor incidencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. El levantamiento mantenido de la isla, unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, propicia el espectacular encajamiento de los cursos hidrográficos y el rápido desmantelamiento de las formas más antiguas. La intensa actividad erosiva originada a partir de la instalación de la red se manifiesta por el predominio de formas de origen fluvial: incisión lineal, interfluvios en aristas, erosión lateral de los cauces, saltos de agua y escarpes en las márgenes de los ríos y arroyos.

Las formas de acumulación fluviales evidencian los sucesivos episodios de encajamiento. Las terrazas altas y medias se encuentran muy desmanteladas y se encuentran hasta 40 m. por encima del cauce próximo. Las terrazas bajas se disponen longitudinalmente al cauce a cotas relativas a+1-3 m., y los fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial.

Las laderas muestran muy fuertes pendientes, con valles en V muy pronunciados especialmente cuando el sustrato está constituido por los términos volcanoclásticos del Grupo Tireo, que es gran parte de la Hoja; cuando el sustrato son las rocas graníticas las pendientes se suavizan ligeramente y el paisaje es algo menos abrupto.

Los conos aluviales se desarrollan a la salida de algunos arroyos constituyendo, en muchos casos, sistemas de pequeños abanicos coalescentes. Presentan una evidente correlación cronológica con las fases más modernas del encajamiento, permaneciendo activo en numerosas ocasiones

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados consisten en coluviones y deslizamientos y constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos.

Las formas poligénicas se encuentran en relación con procesos que registran una actividad muy prolongada en el tiempo y así ocurre que las más antiguas raramente se preservan. Las superficies de erosión se conforman durante el Pleistoceno fundamentalmente, donde tienen lugar largos periodos erosivos. En las aristas principales se

conservan relictos de dichas superficies, con cotas de 2200 m.; 1600-1800 m. ó 1500-1600 m. No se han observado depósitos correlativos con estas superficies de erosión. En algunas de estas superficies destacan localmente inselbergs, que constituyen elevaciones relictas preservadas de dichas fases erosivas.

En la Hoja únicamente se registra un glacis de acumulación en la parte SE de la misma, que podría corresponderse con el desmantelamiento de la Loma Las Penas.

4.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos.

La evolución actual y futura de la isla está condicionada por la elevación constante de la isla. Este fenómeno provoca un continuo rejuvenecimiento orográfico de modo que a pesar de la intensa actividad erosiva desarrollada bajo un régimen de lluvias torrenciales sobre un sustrato muy alterado debido al clima tropical imperante, no se tiende a alcanzar la madurez del relieve produciéndose un continuo relevo de las formas de erosión y depósito sin que varíe sensiblemente el modelado de la región.

La morfología actual-subactual está marcada principalmente por la incisión de la red de drenaje, generándose encajamientos muy pronunciados que denotan un gran potencial de erosión y transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, fenómeno que propiciará la desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión.

Los riesgos geológicos más importantes en la zona corresponden a fenómenos de inestabilidad en laderas y taludes, y a inundaciones o avenidas.

Las principales inestabilidades en laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. A menudo están favorecidas por la presencia de algún accidente tectónico y siempre por la presencia de materia arcillosa, primaria o producto de alteración. Estas inestabilidades se ponen más de manifiesto épocas de grandes lluvias, especialmente en los taludes de los caminos y carreteras como ocurrió al paso del huracán Georges; éste dejó sus huellas en numerosos puntos de la carretera que va de Constanza a la mina de caolín al N de la Hoja, en terrenos graníticos o en los caminos que van hacia El Limoncito en

terrenos de rocas volcanoclásticas. Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos del valle. En estos casos los riesgos se acentúan debido a la espectacular incisión de la red que se manifiesta con la generación de fondos de valle muy encajados y estrechos en cabecera. En este sentido hay que hacer notar los efectos producidos por el huracán Georges en los barrancos de Arroyo Hondo y en el Río Grande, con grandes crecidas que impiden su cruce, etc.

Las terrazas bajas registran un riesgo notable de inundación constituyendo un fenómeno frecuente en avenidas estacionales.

Los procesos de erosión del suelo son acusados en todas las áreas con pendientes pronunciadas debido a la gran velocidad con que se encaja la red, generándose formas de vaciado importantes en el sustrato (incisión lineal, regueros, cárcavas etc.) en cortos periodos de tiempo. En los principales cursos se producen también encajamientos notables que se evidencian como escarpes en sus márgenes o como procesos de erosión lateral de los cauces.

En cuanto al riesgo de sismicidad en la zona, éste alcanza un nivel moderado en la misma, y vendría determinado por el juego de alguna falla que acompaña a cualquiera de las grandes fallas activas en la isla.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Para comprender la historia geológica de la Hoja de Gajo de Monte hay que situarse dentro de un contexto geológico y temporal mucho más amplio. Así hay que considerar que la historia geológica de la isla de La Española a partir del Cretácico superior, es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña, si bien, el límite entre ambas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos.

En lo que se refiere a la historia geológica pre Cretácico superior, es más problemática y ha sido desarrollada en las Hojas geológicas que constituyen el cuadrante de Bonao dentro de este mismo proyecto.

La Hoja de Gajo de Monte se enmarca dentro del Dominio de la Cordillera Central, que como se ha señalado en epígrafes anteriores, constituye una alineación montañosa que recorre buena parte de la isla con orientación general NO-SE. Dado que los límites de este dominio superan a los de la Hoja, se hará referencia a las Hojas limítrofes, principalmente las que constituyen el cuadrante (1/100.000) de Constanza y en menor medida las de Azua, ambas realizadas en este proyecto. Dentro de la evolución paleogeográfica de la región pueden diferenciarse tres grandes etapas:

- En el Cretácico superior se inicia la construcción de un arco insular que es precursor de la actual Cordillera Central.
- Durante el Paleógeno se produce una notable acumulación sedimentaria a favor de un surco submarino.
- El periodo Neógeno-Cuaternario se caracteriza por la intensa actividad tectónica y efusiva que culmina con el volcanismo cuaternario, presente en toda esta región.

5.1. El arco insular del Cretácico superior

La historia geológica de esta región de la cordillera Central se inicia en el Cretácico superior, cuando la polaridad en la subducción del sector septentrional protocaribeño habría sufrido una inversión, cuyos pormenores aun no han sido suficientemente detallados. No

obstante, el régimen geodinámico de comienzos del cretácico se debió ver bruscamente abortado, a mediados de dicho periodo.

Draper y Gutiérrez Alonso, (1.997) proponen que el cierre de la subducción, hacia el norte, del Cretácico inferior, estaría provocado por un proceso de colisión obducción (Aptiense-Albiense) en el que se verían implicadas principalmente las formaciones Duarte y Loma Caribe. Este proceso es seguido por la subducción de la Litosfera atlántica bajo la caribeña. Así, la construcción de este arco insular se produjo en un contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica.

Aunque en la paleogeografía de detalle existen ciertas dudas, el reconocimiento de los materiales generados durante su actividad ha permitido establecer las pautas generales de la paleogeografía del Cretácico superior. Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal que se localiza según una banda de dirección aproximada NO-SE, y cuya construcción se relaciona con una intensa actividad magmática de tipo calcoalcalino. Estos primeros magmas de composición andesítica y basáltica van diferenciándose a lo largo del tiempo hacia productos de tipo dacítico y riolítico. Ahora bien, esta actividad magmática no se mantiene constante a lo largo del tiempo, sino que existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se desarrollan procesos puramente sedimentarios. Entre ellos hay que destacar la deposición de carbonatos y las acumulaciones de rediolarios, relacionados con la formación de cherts. Durante los primeros estadios de construcción del arco (que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano) el magmatismo presenta una tendencia básica. Este hecho se deduce de la existencia de numerosas coladas basálticas y andesíticas, intercaladas entre la sucesión de tobas y brechas volcánicas.

A partir del Senoniano, las emisiones presentan un carácter más diferenciado, existiendo tipos dacíticos y riolíticos que aparecen representados, tanto por material fragmentario como lávico y/o intrusivo. Se trata de manifestaciones más puntuales y volumétricamente menos importantes, existiendo una mayor profusión de procesos sedimentarios, en respuesta a una disminución de la actividad ígnea del arco, precursora de su total extinción. Además de esta actividad volcánica mencionada existen numerosos cuerpos plutono-volcánicos e hipoabisales que se pueden relacionar con los magmas riolíticos ya que en esta Hoja de Gajo de Monte se ha observado todo un tránsito entre las facies plutónicas y volcánicas. El emplazamiento de estos cuerpos debió producirse, desde finales del Cretácico y comienzos del Terciario, hasta (probablemente) el Eoceno y entre

todos ellos destaca por sus dimensiones batolíticas el de El Río, que ocupa parte de las Hojas de Gajo de Monte, Constanza, Manabao y Jarabacoa. Dentro de la Hoja de Gajo de Monte también hay que señalar el cuerpo tonalítico del Río Yaque del Sur.

En la región situada al SO del arco volcánico se desarrollaría una cuenca marginal a “espaldas del arco” que se describirá a continuación.

5.2. La Cuenca paleógena de retro arco

Ante la falta de registros y dataciones que permitan precisar el límite Cretácico-Terciario, parece que existió un cierto lapso temporal entre el cese de la actividad del arco y el inicio de la sedimentación terciaria, que parece que tuvo lugar a comienzos del Eoceno. No obstante, no puede descartarse que se iniciara tal vez en el Paleoceno. Esta sedimentación paleógena se produjo en un surco submarino profundo alargado según la dirección NO-SE y paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al noreste. Este arco se localizaría en el ámbito de la actual Cordillera Central y debió funcionar como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual Cinturón de Peralta. El relleno de esta cuenca se llevó a cabo en dos grandes etapas, relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa. Dentro de la Hoja de Gajo de Monte sólo está representado, y de forma parcial, el Grupo Peralta mediante sus formaciones basales (Ventura y Jura). De este modo, la sedimentación paleógena debió estar condicionada por los cambios batimétricos de la cuenca, y por los materiales de la Fm. Tireo. La batimetría de la cuenca dependía de la relación entre la tasa sedimentaria y la subsidencia de la cuenca, existiendo una tendencia global a la somerización.

En lo que se refiere a la evolución tectónica, muestra los rasgos típicos de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, en el que la deformación se propagaría desde las zonas más internas (NE) hacia las más externas (SO).

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura, posiblemente en respuesta a la inestabilidad del área madre, que habría comenzado su estructuración en las zonas más internas, fundamentalmente mediante un proceso de imbricación de diversas escamas. El surco paleógeno sufrió la invasión de lóbulos turbidíticos correspondientes a abanicos submarinos profundos, propagados hacia el Sureste y nutridos del desmantelamiento del arco cretácico, llevado a cabo con una elevada

tasa erosiva como sugiere la potente acumulación sedimentaria que ocasionó que sus últimos depósitos se acumularan en condiciones más someras.

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

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

Dentro de los signos inequívocos de actividad tectónica en la región durante el Paleógeno, el acontecimiento principal tuvo lugar en el Eoceno superior, en relación con un proceso de imbricación de escamas en la Fm. Tireo, y su principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa; que se sedimentó de forma discordante sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno. Menos dudas existen acerca de la principal área de alimentación de la cuenca que continuaba siendo el sector correspondiente a la actual Cordillera Central, si bien el grado de desmantelamiento sufrido por la Fm. Tireo queda puesto de manifiesto por la ingente cantidad de fragmentos de intrusiones tonalíticas incorporados a la cuenca.

La paleogeografía bajo la que se produjo el depósito de la Fm. Ocoa no es bien conocida, siendo muy dudoso que llegara a depositarse en la Hoja de Gajo de Monte, de

cualquier forma, sus afloramientos en la región sugieren dos posibilidades (Hojas de San José de Ocoa y Azua): según una de ellas, las dos bandas en las que aflora corresponden a cuencas paralelas desconectadas entre sí, al interponerse entre ambas un umbral constituido por materiales del Grupo Peralta, implicando una notable restricción del área sedimentaria con respecto a este; según la otra, más probable, se supone que todos los afloramientos pertenecen a una misma cuenca y que su actual separación se debe al efecto de los procesos tectónicos y erosivos posteriores.

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

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

Lo ocurrido entre el final del depósito de la Fm. Ocoa y el comienzo de la sedimentación miocena en la Cuenca de Azua-San Juan es pura especulación ante la falta de registro existente, aunque queda fuera de toda duda el establecimiento de una nueva configuración regional, posiblemente condicionada por el cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Cinturón de Peralta. El consiguiente cambio en el dispositivo sedimentario iría acompañado por un progresivo desplazamiento del frente activo hacia el Suroeste en respuesta al avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos en este mismo sentido, avance que, prolongado hasta el Cuaternario, ha condicionado tanto la evolución sedimentaria como la estructura de la cuenca.

5.3. El volcanismo Cuaternario

Durante el neógeno se producen la compartimentación de las cuencas sedimentarias al sur del área estudiada y también el avance de la Cresta de la Beata” hacia la Bahía de Ocoa. Este hecho provocaría la insinuación de irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del borde suroriental..

Las primeras emisiones se debieron producir en el sector SO (Yayas de Viajama), con el desarrollo de emisiones puntuales de coladas de naturaleza basáltica, andesítica y traquiandesítica. Estos centros de emisión fueron migrando progresivamente hacia el NE hasta la zona próxima a Valle Nuevo. Dentro de la Hoja de Gajo de Monte las emisiones volcánicas cuaternarias alcanzan poco desarrollo con la excepción del volcán de El Mogote de El Tetero. Este edificio debe ser relativamente “joven” al adaptarse sus coladas a los valles. La distribución espacial y temporal de este episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance del “ridge” de Beata, aunque autores lo han relacionado con un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica del “plateau” caribeño bajo el Gran Arco de Islas a finales del Plioceno. Sin embargo, resulta más problemática la aparición de forma solapada en el espacio y el tiempo del volcanismo alcalino, si bien, como se ha señalado en capítulos anteriores, podría estar relacionado con un cambio en el régimen geodinámico que provocaría la aparición de desgarres E-O, y fallas que limitan la cuenca de San Juan-Azua con las cuales presentan cierta similitud.

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

La cercanía de estas elevaciones y en general de todo este sector de la Cordillera Central al mar ha provocado no sólo un espectacular encajamiento de la red fluvial, sino también una elevada capacidad de transporte, reflejada de forma especial mediante los

extensos abanicos aluviales que orlan aquélla, tapizando la Cuenca de Azua-San Juan, al Norte de la bahía de Ocoa.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

La Hoja de Gajo de Monte se encuentra situada en pleno dominio de la Cordillera Central y presenta por tanto una red Hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), generalmente de carácter perenne y torrencial. Se encuentran fuertemente encajados y muchos de ellos nacen en las proximidades de esta Hoja, tal es el caso del Río Yaque del Sur que nace en la zona del Pico Duarte.

Según los datos disponibles para el periodo (1961-1990), suministrados por el INDHRI, la precipitación media anual es del orden de 800-900 mm, con un máximo en el sector NE y un mínimo en el SO. Aunque en todos los meses se registran precipitaciones, se observa una distribución muy desigual, con una época seca desde mediados de Noviembre a Marzo, cuyos valores de precipitación se sitúan entre 25 y 50 mm/mes y una época lluviosa desde Mayo a Octubre, con precipitaciones superiores a 100 mm/mes.

La mayor parte de la superficie de la Hoja pertenece a la cuenca del Río Yaque del Sur, siendo sus afluentes principales los ríos: Yaguesillo, Grande y En Medio. Solamente, una pequeña parte del extremo NE de la Hoja pertenece a la Cuenca del río Yaque del Norte.

Durante el período de 1961-1990 se comprueba que la temperatura media anual es del orden de 20° C, si bien existen mínimos en las zonas de mayor altitud del N y NO de la Hoja, donde se alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 15-17° C en los meses menos calurosos del año (Diciembre-Enero).

6.1.2. Descripción hidrogeológica

En general en la Hoja de Gajo de Monte predominan los materiales volcanoclásticos de baja permeabilidad (Fm. Tireo). También presentan una permeabilidad baja las rocas ígneas que aparecen intruyendo a esta formación, entre las que hay que destacar el macizo tonalítico de El Río. No obstante, la inyección filoniana, fracturación y alteración superficial

de estas rocas granitoides, puede dar lugar a permeabilidad secundaria. Asimismo, dentro de la Fm. Tireo existen algunas intercalaciones sedimentarias principalmente calizas que pueden aumentar localmente la permeabilidad, como ocurre en el sector SO.

En lo que se refiere a los materiales cuaternarios de origen volcánico pueden encuadrarse dentro del grupo de permeabilidad baja, presentando valores del orden de 10^{-6} m/s, aunque también pueden poseer zonas de mayor permeabilidad por alteración o fisuración.

En los depósitos sedimentarios cuaternarios se observa una gran variabilidad en lo que se refiere a su comportamiento hidrogeológico. Así mientras los depósitos de deslizamientos muestran una permeabilidad muy baja, los sedimentos fluviales de los ríos Grande y Yaque del Sur tienen permeabilidades medias-altas (10^{-3} - 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular. No obstante, su reducida superficie implica una influencia muy local.

Los materiales del Grupo Peralta presentan también una gran variabilidad en su comportamiento hidrogeológico, ya que, mientras las turbiditas de la Fm. Ventura son prácticamente impermeables, las calizas de la Fm. Jura son altamente permeables. Así, de acuerdo a estos condicionantes, se describen a continuación las características hidrogeológicas según la estratigrafía propuesta.

6.1.2.1. Fm. Tireo y granitoides

Como ya se ha comentado en apartados anteriores, la Fm. Tireo está constituida por una potente sucesión de rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas, entre las que se intercalan algunos niveles sedimentarios y volcánicos. Además están frecuentemente intruidas por rocas plutónicas y subvolcánicas, mayoritariamente de composición tonalítica y que se describen conjuntamente. Ambas constituyen prácticamente la mayoría del territorio ocupado por la Hoja.

Las rocas granitoides que constituyen el macizo tonalítico de El Río tienen una permeabilidad original muy baja ($<10^{-8}$ m/s). Sin embargo, existen zonas intensamente meteorizadas, por alteración superficial y áreas diaclasadas y fracturadas que pueden provocar localmente que la permeabilidad se incremente.

En los materiales volcanoclásticos e ígneos se estima que su porosidad es baja (< 5%), siendo la permeabilidad baja o muy baja. En general, al tratarse de rocas volcanoclásticas de granulometría fina, su comportamiento es prácticamente impermeable, si bien, este valor puede incrementarse en los tramos de mayor granulometría.

Dentro de la Formación Tireo los únicos niveles con cierto interés hidrogeológico son las intercalaciones calcáreas que aparecen entre la sucesión volcánica. En general se trata de niveles de poco espesor, salvo en el sector SO de la Hoja en que pueden llegar a superar los 150 m. Suelen estar replegados y fracturados lo cual provoca la compartimentación y desconexión hidráulica. De este modo, aunque su permeabilidad sea alta por fracturación, fisuración y carstificación, debido a su escaso desarrollo vertical y a su desconexión, disminuye su potencialidad hidráulica, salvo en el mencionado sector SO, en que estos afloramientos alcanzan mayor desarrollo areal.

6.1.2.2. Cinturón de Peralta

Los materiales del Cinturón de Peralta están representados exclusivamente por las formaciones basales (Ventura y Jura). En ambos casos aparecen en sendos afloramientos del SO y S de la Hoja. Estas formaciones presentan un comportamiento hidrogeológico dispar; ya que mientras la Fm. Ventura está constituida por una potente sucesión turbidítica de muy baja permeabilidad; la Fm. Jura está integrada por una serie de calizas tableadas que constituyen el único acuífero de interés en la zona. Por ello han sido distinguidas en el esquema hidrogeológico de la Fig. 6.1.1. Como se observa, este afloramiento de calizas de Jura se extiende ampliamente hacia el sur dentro de la Hoja de Padre Las Casas, donde se han observado algunos signos evidentes de fenómenos cársticos, con desarrollo de dolinas, y depresiones de este origen.

6.1.2.3. Materiales volcánicos cuaternarios

Este grupo de materiales está pobremente representado en la Hoja ya que constituyen afloramientos de dimensiones muy reducidas, salvo el volcán de El Mogote, junto a la localidad de El Tetero. En general corresponden a materiales lávicos de composición andesítica y/o basáltica que presentan permeabilidades bajas ($=10^{-6}$ m/s) salvo en determinadas zonas puntuales como bases y techos escoriáceos de las coladas. Ligadas a estas zonas y a paleosuelos pueden aparecer localmente “rezumes”.

6.1.2.4. Depósitos sedimentarios cuaternarios

Como se observa en el esquema hidrogeológico de la Fig. 6.1.1, dentro de los sedimentos cuaternarios se han agrupado los depósitos de deslizamientos por un lado, y los sedimentos aluviales y fondos de valle que rellenan las depresiones de Constanza, La Culata y Valle de El Tetero, por otro.

En los depósitos de deslizamiento existe una gran variación tanto textural como composicional, ya que dependen directamente de la naturaleza del área madre y del mecanismo que los ha originado, ya sea por causas gravitacionales o por reptación. En general la mayoría de los cartografiados en esta Hoja son de tipo gravitacional y están esencialmente constituidos por un conjunto muy heterogéneo de arcillas, cantos y bloques de espesor variable, desde un mínimo en la zona de cabecera hasta más de 20 m. en su parte basal. Debido a la matriz arcillosa del depósito, se estima una permeabilidad baja ($\cong 10^{-6}$ m/s).

Los depósitos aluviales y fondos de valle están constituidos mayoritariamente por arenas y gravas, siendo su permeabilidad media-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular.

Los únicos manantiales existentes en la Hoja se localizan en la ladera oriental del Río Yaquesillo en la zona de El Limoncito, próximo a la confluencia con el Río Grande (Río En Medio). Es una zona en la que afloran las rocas volcanoclásticas del conjunto volcánico principal pero afectadas por algunos diques que pueden favorecer la aparición de estos “nacientes”.

En el extremo sur de la Hoja, a aproximadamente 1 km al ENE de la localidad de Botoncillo hay un pozo, del que no se posee información. Los únicos pozos en explotación se sitúan en el extremo oriental dentro de los depósitos sedimentarios del Valle de Constanza. Se han inventariado un total de 6 pozos pertenecientes a las comunidades de El Salto, El Arenoso y El Cercado.

LEYENDA (Fig.- 6.1.1)

CUATERNARIO



Permeabilidad alta por porosidad intergranular. Terrazas y aluviales



Permeabilidad media por porosidad intergranular. Glacis y depósitos de laderas



Permeabilidad baja. Deslizamientos y fondos endorréicos



Permeabilidad baja. Rocas volcánicas

PLIO-CUATERNARIO



Permeabilidad alta por porosidad intergranular. Conglomerados

MIOCENO-EOCENO



Permeabilidad muy baja. Margas



Permeabilidad media. Alternancia de calizas, margocalizas y margas



Permeabilidad media-alta. Conglomerados, areniscas y margas



Permeabilidad alta por carstificación. Calizas

EOCENO



Permeabilidad baja-muy baja. Alternancia rítmica de margas/areniscas y lutitas y areniscas



Permeabilidad media-baja. Conglomerados muy cementados



Permeabilidad alta por carstificación y fracturación. Calizas

CRETÁCICO SUPERIOR-



Permeabilidad media-baja por porosidad intergranular. Alternancia de niveles volcanoclásticos y limolitas



Permeabilidad baja por fracturación. Rocas ígneas

CRETÁCICO



Permeabilidad baja. Rocas volcanoclásticas, lávicas e intrusivas



Permeabilidad baja-muy baja por fisuración y fracturación. Basaltos masivos y ocasionales niveles volcanoclásticos

CRETÁCICO



Permeabilidad alta por carstificación. Calizas

CRETÁCICO INFERIOR



Permeabilidad baja por fisuración. Rocas volcánicas: Coladas basálticas, brechas, espilitas y conglomerados

JURÁSICO SUPERIOR-



Permeabilidad baja por fisuración. Rocas volcánicas: Coladas basálticas, brechas, espilitas y conglomerados

6.2. Recursos minerales

La formación Tireo y los cuerpos intrusivos asociados a ella han sido objeto de diversos estudios de investigación minera tanto de ámbito nacional como internacional. No obstante, en la actualidad no existen explotaciones activas, con la única excepción de una explotación a cielo abierto de caolín, ubicada en el extremo NE de la Hoja.

Así, durante las últimas décadas se han desarrollado varias campañas de investigación consistente en la realización de cartografía geológica, a diversas escalas, geoquímica, sondeos mecánicos y análisis.

Aún cuando los resultados de estas investigaciones no resultaron en el descubrimiento de un yacimiento metálico, sí que potenciaron como metalotecto favorable a la Formación Tireo, que cubre la gran mayoría de la superficie de la Hoja.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

A comienzos del presente siglo se iniciaron los trabajos de investigación en la región de Las Cañitas-Constanza, pero es a partir de la década de los setenta cuando comienzan verdaderamente los estudios sistemáticos. La compañía Falconbridge Nickel Mines Limited realizó en 1974 una evaluación del potencial minero de la zona, detectando, entre otros indicios, anomalías de cobre en el cauce de los arroyos. Durante la realización del presente proyecto se ha efectuado una prospección geoquímica sistemática de los cauces de los arroyos.

En 1980 la Dirección General de Minería, encargó un estudio más detallado de la zona al Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.) que fue dirigido por Mesnier (1980). Este autor realizó un detallado trabajo de investigación minera y localización de indicios tomando como base la localidad de Las Cañitas y efectuando diversos cortes por arroyos, barrancos, etc. Así se realizó un mapa de indicios y se seleccionaron algunas áreas para futuras investigaciones más detalladas. La Agencia de Cooperación japonesa realizó con el apoyo y participación de la D.G.M. un detallado trabajo de cartografía geológica e investigación minera que fue publicado en JICA & MMAJ (1984).

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

En el siguiente cuadro 6.2.1. se recogen las características generales de los indicios localizados en la Hoja

CARACTERÍSTICAS PROPIAS DEL INDICIO O DEPÓSITO. CARACTERÍSTICAS DE LA ROCA ENCAJANTE.

COORDENADAS UTM	NOMBRE INDICIO	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	LITOLOGÍA	EDAD	UNIDAD
305.150 2080.400	El Gramoso	Cu,Au,Ag	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
302.980 2092.190	Hato de los Rodríguez	Cu,Au,Ag,Zn	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
308.660 2100.710	El Tamarindo	Caolín	Filoniana	Tonalitas	Cretac.Sup	Batolito de El Rio
308.500 2087.850	El Limoncito	Cu,Au,Ag	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
305.500 2095.400	Los Vallecitos	Cu,Au,Ag	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
301.550 2089.900	Sabana	Cu,Au,Ag	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
294.350 2089.750	La Tasajera	Cu,Au,Ag	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
292.500 2089.800	Pico Duarte	Cu,Au,Ag	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
291.700 2087.200	Monte Frio	Mn	Estratiforme	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo
294.800 2084.300	Los Guayuyos	Mn	Estratiforme	Volcanoclástica Básicas	Cretac. Sup	Formación Tireo

Cuadro 6.2.1.

6.2.2. Sustancias energéticas

Dentro de los límites de la Hoja, no se conocen datos referentes a investigación de hidrocarburos. Si se incluye, de modo resumido, las referencias relacionadas con las campañas de investigación geotérmica desarrolladas en el sector de Yayas de Viajama-Constanza, y que pueden afectar de modo marginal a esta Hoja.

- Exploración geotérmica

En 1980 el Bureau de Recherches Geologiques et Miniers (B.R.G.M.) realizó un amplio estudio geotérmico en la República Dominicana con la financiación de la Organización Latinoamericana de Energía (O.L.A.D.E.), en el cual indicó como favorable por su potencial geotérmico la región de Yayas de Viajama-Constanza.

En una siguiente fase de exploración geológica y geoquímica llevada a cabo por Electroconsult en 1983 se concluyó que el sector de Valle Nuevo era el más favorable, para continuar la exploración. En este mismo informe, además se recomendó la realización de estudios geofísicos y la perforación de pozos profundos. Uno de estos pozos fue sufragado por la Dirección General de Minería (D.G.M.), mientras que los siguientes estudios fueron realizados con fondos del Banco Interamericano de Desarrollo (B.I.D.).

El B.I.D. encargó una evaluación y recopilación de todos los estudios previos a la D.G.M. Entre sus conclusiones se citan la existencia de una fuente termal, al sur de esta Hoja, en el Arroyo de Guayabal, dentro de la Hoja de Padre La Casas. Dado que su temperatura de salida es relativamente baja $\cong 34^{\circ}$ C, se estima que la temperatura del reservorio rondaría los 70-80 °C, lo cual es claramente insuficiente para continuar las investigaciones en la zona.

6.2.3. Rocas industriales y ornamentales

Dentro de la Hoja de Gajo de Monte existen muy poco número de explotaciones de rocas industriales. Sólo merece la pena destacarse la explotación de caolín a cielo abierto en el sector NE de la Hoja entre el Firme de Cano y el Arroyo Pajarito del Sur. Este material se extrae de forma artesanal (a pico y pala), si bien para el movimiento de estériles se utiliza una pala excavadora. Se trata de un material de gran pureza que aparece relacionado con el Batolito de El Río.

Debido a la dificultad de accesos, el caolín debe transportarse en pequeños camiones que acarrear el material, a través de una pista forestal, hasta Constanza, donde se acumula para completar el envío de un camión de gran tonelaje (semi remolque) hasta las fábricas de la capital. Se emplea en la fabricación de pinturas y sanitarios, pero debido a su gran pureza, también sería susceptible de emplearse en cargas para papel.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades urbanísticas e industriales destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio geológico ocupa un lugar relevante, pues proporciona un conocimiento fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación pone de manifiesto otros recursos potencialmente utilizables que, utilizados de forma racional y ordenada, puedan resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, el patrimonio geológico, sino también estudiarlo en detalle, para así difundir el conocimiento que encierra y crear conciencia de su conservación.

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Lugar de Interés Geológico (L.I.G.) como un recurso natural no renovable, donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en un área.

En este sentido, se ha considerado conveniente la realización de un inventario de lugares de interés geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado definen pues un L.I.G. que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

7.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Gajo de Monte, debido a sus dificultades orográficas y a la propia geología de la misma, sólo se ha seleccionado un itinerario que discurre por el sector oriental, y que se describirá a continuación.

7.2. Descripción de los lugares

Este itinerario parte de la Ciudad de Constanza y permite obtener una buena visión de las tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo que constituyen el cuerpo fundamental de afloramiento en la Hoja, y de las relaciones de contacto con otras unidades como: el

Batolito de El Río; los cuerpos plutono-volcánicos de tonalitas, lecuconalitas, granodioritas y microtrondhjemitas; y por último, los materiales paleógenos del Grupo Peralta.

Desde Constanza se toma una pista hacia el oeste que después de atravesar los barrios de El Cercado y El Arenoso desciende hasta cruzar el río, aquí hay que desviarse por un carril hacia el norte. Este carril termina prácticamente en las inmediaciones del contacto con el batolito, observándose rocas de la Fm. Tireo que han sufrido un metamorfismo de contacto y parecen anfibolitas.

Desde el río se sigue la pista hacia Los Corralitos, pudiendo observarse, a lo largo de este corte, las típicas tobas de la Fm. Tireo con numerosos fragmentos de “glass shards” y líticos de pequeño tamaño. Además, localmente hay tobas con lapilli acreccionario. Desde Los Corralitos la pista sigue en estos materiales volcanoclásticos masivos, con facies localmente más groseras en la que parece existir un mayor retrabajamiento y transporte del material primario.

Después de cruzar el Río Grande, en las laderas de la Loma de Sito Grande, son frecuentes los apuntamientos de rocas plutono-volcánicas. Aunque este hecho es difícil de observar y no es ni llamativo, ni espectacular, sí puede presentar cierto interés, ya que es en esta Hoja donde se ha podido comprobar la existencia de toda una serie transicional desde las rocas sálicas de la F. Tireo a las rocas plutónicas de tipo tonalítico, hipótesis ya propuesta por Lewis et al (1991).

De vuelta hacia Constanza, se puede parar en la divisoria entre Río Grande y Arroyo Limoncillo y observar toda una serie de depósitos sedimentarios que marcan una “superficie colgada”. Esta superficie puede interpretarse bien como un glacis, o bien como un “resto” de una antigua cuenca cuaternaria similar a la de Constanza que ha quedado colgada por el rejuvenecimiento del relieve (tan intenso en este sector de la Cordillera Central). Esta última idea fue sugerida por el experto a corto plazo de la U.E., Andrés Pérez Estaún, y parece bastante creíble, sobre todo teniendo en cuenta los procesos de capturas y cambios en los cursos de drenaje que parecen observarse en la zona.

Desde estas divisorias se puede contemplar la panorámica de los relieves de Culo de Maco con una disposición de “morfología en cuesta”, de los materiales del Grupo Peralta

sobre la Fm. Tireo. Esta discordancia y disposición en “onlap” sólo se ha observado en esta zona y en su prolongación hacia el sur, dentro de la Hoja de Padre Las Casas.

En conjunto puede decirse que este itinerario tiene valor por un contenido geomorfológico, volcanológico y estratigráfico, aunque los afloramientos no sean de mucha calidad se estima que por su influencia tiene interés local y regional.

8. BIBLIOGRAFÍA

- **ARICK, M. B. (1941):** *Annual report of Geological Department*, New York, 34p.
- ***AVE LALLEMENT, H.G. (1997).** Transpression, displacement partitioning and exhumation in the eastern Caribbean/South American. Plate boundary zone: *Tectonics*, v. 16 (2), p. 272-289.
- **BAKER, P.A. & BURNS, S.J. (1985):** The occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 69:1917-1930
- **BERMUDEZ, P.J, (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 332 p.
- **BIGNOT, G. (1988):** Los Microfósiles. Ed.paraninfo, Madrid. 248 p.
- **BIJU-DUVAL, B., BIZON, B., MASCLE, A. y MULLER, C. (1983):** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. En: *Studies in continental margin geology* (WATKINS, J. S. y DRAKE, C.L., Eds.), *American Assotiation of Petroleum Geologist Memoir*, 34: 325-346.
- **BLESCH, R.R. (1966):** Mapa geológico preliminar. In: *Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana*, escala 1:250.000.
- **BOURGOIS, J., NG, R., TAVARES,I, y VILA, J. M. (1979):** L'Éocène a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. *Bulletin de la Societé Geologique de France*, 7: 759-764.
- **BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. *PH. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

- **BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America*, 98:11-84.

- **BOWIN, C. (1975):** The geology of Española, En: *The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (NAIM, A. y STEHLI, F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.

- **BRASIER, M.D. (1985):** Microfossils. Ed. George Allen & Unwin Ltd., Londres. 193 p.

- **CAREY, S.N. Y SIGURDSSON, H. (1978):** Deep-sea evidence for distribution of tephra from the mixed magma eruption fo the Soufrière on St. Vincent 1902: ash turbidites and air fall. *Geology* 6,271-4.

- **CAS, R.A.F. Y WRIGHT, J.V. (1987):** Volcanic successions. Allen & Unwin. 528 p.

- **CHIESA, S., CIVELLI, G. y DE TONI (1999):** Analisis de fotolineamientos de la República Dominicana. Subduction to Strike Transitions on Plate Boundaries Penrose Conference Abstracts. Puerto Plata, República Dominicana

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

- **DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA (DGM) (1984):** Proyecto geotérmico Yayas-Constanza (Inédito).

- **DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA (DGM) y BUNDESANSTALT FUR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

- **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, 18p.

- **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, 235p.

- **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*. Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana, p174

- **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, Española and Puerto Rico. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y DAVID, J. W.(1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En: *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, (DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds) *Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana*, p174

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

- **ELECTROCONSULT, (1983),** Estudio de prefactibilidad del área geotérmica Yayas-Constanza, Dominican Republic: Santo Domingo, Dirección General de Minería, unpublished report, 23 p

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

- **HARMS, F.J. (1988):** Tabellen zu geochemischen, mineralogische, petrographischen, und biostratigraphischen Untersuchungen auf dem Blatt 5972 San Juan der Geologischen Karte der Dominikanischen Republik: scale 1:100,000.

- **HEUBECK, C. (1988):** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. *M.A. Thesis.* University of Texas, Austin, 333 p.

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

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

- **INYPSA (1985):** Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción. Dirección General de Minería, Santo Domingo. (Inédito).

- **JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) (1984):** Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokio, 22p.

- **JIMENEZ, J. y LEWIS, J. F., (1987).** Petrología del área de Restauración, República Dominicana. Transactions 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983, p. 445-453.

- **KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., McCURDY, K. y CUMMING, G.L. (1991a):** Geology and Geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, Central Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. y FONDEUR, L. (1991b):** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic*

development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LEWIS, J. F. (1982 a):** Granitoid Rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980*: Amigo del Hogar Publishers 403-408.
- **LEWIS, J. F. (1982 b):** Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980*: Amigo del Hogar Publishers, p 403-408.
- **LEWIS, J.F., VESPUCCI, P., ROBINSON, E., JIANG, M., AND BRYANT, A., (1987),** Paleogene stratigraphy of the Padre Las Casas and adjacent areas of the southeast Cordillera Central Dominican, in Duque-Caro, H., ed., *Transactions of the 10 th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983*: Bogota, Colombia, Ingeominas, p.229-237
- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMENEZ G., J.G. y DOMINGUEZ, H.D. (1991):** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1964):** Orden Foraminiferida. In: Moore, R.C. (ed): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part C. Protista 1-2. Geol. Soc. Am. Kansas Univ. Press., New York, 900 p.
- **LOUCA, K., (1987),** Precious and base metals exploration in northern Haiti; Geology, exploration, and mineral resources of Camp Cpq Exploration Zone E: United Nations Revolving Fund for Natural Resources Exploration Report 26, 31 p.
- **LLINAS, R.A. y RODRIGUEZ-TORRES, R. (1980):** Sección geológica: Rancho Arriba – Piedra Blanca – Hatillo, Cordillera Central: República Dominicana.

- **MANN, P. (1983):** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Española. *Thesis*. New York University, Albany, 688p. (Inédito).
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991a):** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Española. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P. y LAWRENCE, S.R. (1991):** Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14: 291-308.
- **MANN, P., McLAUGHLIN, P.P. y COOPER, C. (1991c):** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MAUFFRET, A. y LEROY, S. (1997):** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, p 61-104
- **MAURRASSE, F. (1982):** Presentations, transactions du 1er colloque sur la geologie d'Haiti. Port-au-Prince, 286p.
- **McCLAY, K. R. (1992):** Thrust Tectonics. Chapman and Hall. Pp.447
- **MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, 378 p. (Inédito).
- **MESNIER, H.P., (1980),** Report on the mineral prospects of the Las canitas area, dominican Republic: Santo Domingo, direccion General de Minería, unpublished report, 55 p.

- **MORTENSEN, J.K., GHOSH, D., y FERRI, F., (1995):** U-Pb age constraints of intrusive rocks associated with Copper-Gold porphyry deposits in the Canadian Cordillera, *in* Schroeter, T.G., ed., Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 46.
- **MUTTI, E., AND RICCI LUCCHI, F. (1972).** Le torbiditi dell'Appenino settentrionale; Introduzione all'analisi di facies: Societa Geologico di Italia Memoiri 11, p. 161-199.
- **NORCONSULT (1983):** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Dirección General de Minería. Santo Domingo. (Inédito).
- **PALMER, H.C. (1963):** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton
- **PALMER, H.C. (1979):** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic.
- **PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En: *Andesites*, (THORPE R.S. Ed.) John Wiley and Sons, p 525-548.
- **PINDELL, J.L. (1994):** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies ,Publishers Association, p. 13-39.
- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1990):** Geological evolution of the Caribbean region; A plate tectonic perspective, in Dengo, G., and Case, J.E., eds., *The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. H, p. 405-432.
- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region* (DENGO, G. y CASE, J.E, Eds.), *Geological Society of America*. Boulder, Colorado. 404-432.
- **POSTUMA, J.A. (1971):** *Manual of Plancktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 406 p.

- **PROINTEC (1999)**, Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos Geológicos. Dirección General de Minería.
- **OLADE (1980)**: Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana; estudio de reconocimiento-informe geoquímico. In: BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERS (BRGM) y ORGANIZACIÓN LATINOAMERICANA DE ENERGIA (OLADE). Orleans, Quito, 24p.
- **RAMIREZ, M.I. (1995)**: Neotectonic Structures and Paleostress in the Azua region. South-Central Hispaniola. *Thesis, Florida International University*. Miami, Florida, 144 p. (Inédito).
- **SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988)**: *Southern Tethys Biofacies*. agip S.p.A., Milán, 235.
- **TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990)**: *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 p.
- **VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C. (1921)**: A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. In *Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos* (Editora de Santo Domingo). Santo Domingo, 18 (1983), 268p.
- **VESPUCCI, P. (1980)**. Preliminary account of the petrology of the late Cenozoic volcanic province of Hispaniola, in Snow, W. And 5 others, eds. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic p.379-389.
- **VESPUCCI, P., (1982)**, Preliminary account of the petrology of the late Cenozoic volcanic province of Hispaniola, in Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic: Santo Domingo, Amigo del Hogar Publishers, p.379-389
- **VESPUCCI, P. (1986)**: Petrology and geochemistry of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Dominican Republic. *Ph.D. Thesis*, George Washington University, Washington D. C., 223 p.
- **WALLACE, M.H. (1945)**: Stratigraphy of the pre-Oligocene rocks of the Azua Basin, Dominican Republic. *Private report Dominican Seaboard Company*, New York, 24p.

- **WERTZ, W.K. (1985):** The petrochemistry and genesis of the Late Cenozoic shoshonite Basalts, Dominican Republic, and their tectonic implications. *M.S. Thesis*, University of Florida, Gainesville, 196p.

- **WILSON, J.L. (1975):** *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.

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