



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

SABANA QUÉLIZ

(6072-II)

Santo Domingo, R.D., Enero 2000

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

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Aberto Díaz de Neira (INYPSA)
- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Alberto Díaz de Neira
- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

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

- Javier Solé (INYPSA)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Luis Granados (ITGE)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS

- M^a José Huertas (Universidad Complutense de Madrid, España)

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICOS Y REDACCIÓN DEL CAPITULO CORRESPONDIENTE

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPESA)

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Javier Solé (INYPESA)

ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Alfredo Martínez (INYPESA)

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 TECNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

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

SUPERVISIÓN TECNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- 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.

- Informe sedimentológico.
- Lugares de interés geológico.

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Sabana Quéliz se encuentra situada en el sector central de La Española, en pleno corazón de la Cordillera Central, representada aquí por algunas de las elevaciones más destacadas de la isla.

En ella se reconocen dos de los principales dominios insulares, denominados Fm. Tireo y Cinturón de Peralta. La Fm. Tireo, que ocupa los sectores septentrional y oriental, es un complejo conjunto volcano-sedimentario generado en relación con un arco insular durante el Cretácico superior, afectado posteriormente por intrusiones tonalíticas. Por su parte, el Cinturón de Peralta es una franja de sedimentos paleógenos muy potentes, situada al Suroeste del dominio anterior, en la que se reconocen dos grupos deposicionales mayores de importante componente turbidítico, los grupos Peralta y Río Ocoa. El primero está integrado por cuatro unidades litoestratigráficas que, en conjunto, reflejan una tendencia somerizante (Fm. Ventura, Fm. Jura, Capas rojas del Jura y Fm. El Número), en tanto que el segundo aparece representado por una unidad peor definida, que muestra cierto carácter olistostrómico (Fm. Ocoa).

A grandes rasgos, la estructuración de la zona corresponde a la de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE avanzando hacia el Suroeste, de tal modo que la Fm. Tireo, que constituye el basamento regional, cabalga sobre el Cinturón de Peralta a través de la zona de falla de San José-Restauración, dibujando un pronunciado giro en ángulo recto en el sector nororiental de la Hoja. A su vez, el Cinturón de Peralta, con una estructuración mejor definida, cabalga sobre la Cuenca de Azua-San Juan mediante la zona de falla de San Juan-Los Pozos, en el sector suroccidental de la región. Esta estructuración general sufrió importantes modificaciones posteriores en la zona: por una parte, la creación de una serie de fallas de dirección NNE-SSO, relacionadas con el *indenter* del *ridge* de Beata en la bahía de Ocoa y, por otra, el desarrollo de un destacado sistema de fallas de dirección E-O relacionadas con la falla de Enriquillo-Plantain Garden.

Probablemente en conexión con estos dos últimos procesos, durante el Cuaternario se produjo uno de los rasgos más singulares de la región, consistente en una intensa emisión de productos volcánicos de afinidad calcoalcalina, al menos parcialmente, con especial relevancia en el ámbito de Valle Nuevo.

El rejuvenecimiento del relieve debido al volcanismo ha desencadenado enérgicos procesos erosivos, especialmente de carácter fluvial. Las intensísimas precipitaciones registradas en la zona, unidas al carácter angosto de los valles que surcan la Cordillera Central hacen de las avenidas el principal riesgo geológico de la zona, sin olvidar los procesos gravitacionales.

ABSTRACT

The 1:50.000 Sheet of Sabana Quéliz is located in central Hispaniola, inside the Cordillera Central, in an area where this range reaches one its highest elevations.

In this area the Cordillera Central is represented by two domains: Tireo and the Peralta belt. The Tireo domain is a complex unit of volcanosedimentary origin outcropping in the northern part of the Sheet, that is related to the development of an island arc during the Upper Cretaceous. In the Peralta belt two major depositional groups, both of fairly turbiditic origin, have been recognized: the Peralta and the Río Ocoa Groups. The first one consists on four lithostratigraphic units that all together form an upwelling mega-secuence (the Ventura, Jura, Capas rojas del Jura and El Número Fms.); the second one, is represented by a not so well defined unit (Ocoa Fm.) which, in general, presents olistostromic features.

The Peralta domain developed as a NW-SE fold and thrust belt which progressed to the SW until overthrusting the San Juan-Azua basin (not represented in this Sheet) by means of the San Juan-Los Pozos fault zone. Not so well defined is the imbricated internal structure of the Upper Cretaceous basement (Tireo Fm.) that in turn overthrusts the Peralta Belt by means of the San José-Restauración fault zone. At the latest stages of its development, the structure of the Peralta belt was substantially modified by the effect of two juxtaposed events: the NE directed impingement of the Beata ridge, that produced the present arcuate pattern of the belt, and the setting of a pervasive system of E-W strike-slip faults related to the evolution of the Enriquillo-Plantain Garden fault zone.

Probably related to these two latest events, one of the most outstanding geological features of the region took place: the eruption of Quaternary volcanic materials, with special concentration in the Valle Nuevo area where they have a calcoalcaline affinity.

The new relief created by the Quaternary volcanism and by isostatic readjustments has been counteracted by energetic erosion processes, mainly of fluvial origin, which nowadays are still

active and eventually produce, in days of heavy rains, intensive floods along the fluvial plains of the main rivers.

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Metodología	1
1.2. Situación geográfica	2
1.3. Marco geológico	3
1.4. Antecedentes	4
2. ESTRATIGRAFÍA	6
2.1. Cretácico	6
<u>2.1.1. Cretácico superior (Fm.Tireo)</u>	<u>7</u>
2.1.1.1. Formación Tireo (1) Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. Cenomaniano- Maastrichtiano	11
2.1.1.2. Formación Tireo (2) Coladas andesíticas masivas o interestratificadas con términos volcanoclásticos. Cenomaniano-Maastrichtiano	14
2.1.1.3. Formación Tireo (3) Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos, rojizos y grises. Cenomaniano-Maastrichtiano	15
2.1.1.4. Formación Tireo (4) Gabros. Cenomaniano-Maastrichtiano	17
2.1.1.5. Formación Tireo (5) Riolitas (cuarzoqueratófidos). Senoniano	17
2.1.1.6. Formación Tireo (6) Riolitas y rocas volcanoclásticas ácidas. Santoniano ...	18
2.1.1.7. Formación Tireo (7) Alternancia decimétrica de tobas cineríticas (con niveles de chert), margas, calizas margosas y areniscas. Campaniano-Maastrichtiano	19
2.1.1.8. Geoquímica de la Fm.Tireo	19
2.2. Paleógeno	22
<u>2.2.1. Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta. Tonalitas)</u>	<u>23</u>

2.2.1.1. Formación Ventura (8) Alternancia rítmica de areniscas turbidíticas, esencialmente siliciclásticas, lutitas y margas. Eoceno inferior-medio	25
2.2.1.2. Formación Jura (9) Calizas tableadas blancas y grises. Localmente, conglomerados polimícticos. Eoceno medio	29
2.2.1.3. Capas rojas del Jura (10) Limolitas calcáreas rojas con intercalaciones de niveles de calizas tableadas blancas y grises. Eoceno medio-superior.....	31
2.2.1.4. Formación El Número (11) Alternancia de margas marrones y niveles decimétricos de turbiditas, esencialmente calcáreas. Eoceno superior	33
2.2.1.5. Formación El Número (12) Calcarenitas y margas y calcarenitas de carácter turbidítico. Ocasionalmente megaturbiditas. Eoceno superior	35
2.2.1.6. Formación El Número (13) Calizas masivas o estratificadas, frecuentemente fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y brechas. Eoceno superior	37
2.2.1.7. Granitoides (18) Tonalitas. Eoceno	38
2.2.2. <u>Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)</u>	40
2.2.2.1. Formación Ocoa (14) Alternancia de margas y fangos ocreos con niveles centimétricos y decimétricos de turbiditas calcáreas y siliciclásticas. Eoceno superior.....	42
2.2.2.2. Formación Ocoa (15) Conglomerados polimícticos masivos. Eoceno superior	44
2.2.2.3. Formación Ocoa (16) Calizas tableadas y en bancos, grises y blancas. Eoceno superior.....	46
2.2.2.4. Formación Ocoa (17) Calizas masivas y en bancos con niveles de conglomerados calcáreos. Eoceno superior.....	46
2.3. Cuaternario	47
2.3.1. <u>Cuaternario volcánico</u>	48
2.3.1.1. Volcanismo cuaternario (19) Basaltos y andesitas. Pleistoceno	51
2.3.1.2. Volcanismo cuaternario (20) Basaltos piroxénico-olivínicos. Pleistoceno	53
2.3.1.3. Volcanismo cuaternario (21) Traquiandesitas. Pleistoceno.....	54
2.3.1.4. Volcanismo cuaternario (22) Basaltos con biotita. Pleistoceno	56

2.3.1.5. Volcanismo cuaternario (23) Basaltos. Pleistoceno	57
2.3.2. <u>Cuaternario sedimentario</u>	58
2.3.2.1. Fondos endorreicos (24) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno	58
2.3.2.2. Fondos endorreicos de origen volcánico (25) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno	59
2.3.2.3. Glacis (26) Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno.....	59
2.3.2.4. Terrazas medias-altas, terrazas bajas-medias (27, 28) Gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno	60
2.3.2.5. Fondos endorreicos de origen periglacial (29) Arcillas y limos oscuros. Holoceno	61
2.3.2.6. Deslizamientos por reptación (30) Arcillas, cantos y bloques. Holoceno.....	61
2.3.2.7. Deslizamientos por gravedad (31) Arcillas, cantos y bloques. Holoceno	62
2.3.2.8. Conos de deyección (32) Gravas, arcillas y arenas. Holoceno	62
2.3.2.9. Coluviones (33) Cantos, arenas y arcillas. Holoceno.....	63
2.3.2.10. Fondos de valle (34) Gravas y arenas. Holoceno	63
3. TECTÓNICA.....	64
3.1. Contexto geodinámico de La Española.....	64
3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	67
3.3. Estructura de los principales dominios y de las tectónicas más recientes con incidencia total o parcial en los mismos.	70
3.3.1. <u>Estructura del basamento</u>	71
3.3.2. <u>Estructura del Cinturón de Peralta</u>	75
3.3.2.1. Estructura del Grupo Peralta	77
3.3.2.2. Estructura de la Fm. Ocoa.....	81
3.3.2.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el Cinturón de Peralta	83
3.3.3. <u>Estructura relacionada con la colisión del <i>ridge</i> de Beata</u>	86

3.3.4. <u>La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad</u>	89
4. GEOMORFOLOGÍA	92
4.1. Descripción fisiográfica	92
4.2. Análisis morfológico	93
4.2.1. <u>Estudio morfoestructural</u>	93
4.2.1.1. Formas estructurales	95
4.2.1.2. Formas volcánicas	96
4.2.2. <u>Estudio del modelado</u>	97
4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa	97
4.2.2.2. Formas fluviales	99
4.2.2.3. Formas poligénicas	101
4.2.2.4. Formas periglaciares	102
4.2.2.5. Formas lacustres-endorreicas	102
4.3. Evolución dinámica	103
4.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos	105
5. HISTORIA GEOLÓGICA	107
5.1. El arco insular del Cretácico superior	108
5.2. La cuenca paleógena de <i>back-arc</i>	110
5.3. Las cuencas neógenas	112
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	117
6.1. Hidrogeología	117
6.1.1. <u>Hidrología y climatología</u>	117
6.1.2. <u>Descripción hidrogeológica</u>	118
6.1.2.1. Fm. Tireo y Granitoides	118

6.1.2.2. Cinturón de Peralta.....	119
6.1.2.3. Materiales cuaternarios	121
6.2. Recursos minerales	123
6.2.1. <u>Minerales metálicos y no metálicos</u>	123
6.2.2. <u>Minerales energéticos</u>	124
6.2.2.1. Aspectos generales e historia minera.....	124
6.2.2.2. Potencial minero.....	125
6.2.3. <u>Rocas industriales y ornamentales</u>	125
6.2.3.1. Aspectos generales históricos	126
6.2.3.2. Descripción de las sustancias.....	127
6.2.3.3. Potencial minero.....	128
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	129
7.1. Relación de los L.I.G.	129
7.2. Descripción de los Lugares.....	130
8. BIBLIOGRAFÍA.....	136

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto de la cartografía geológica sistemática de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país. A tal fin, el consorcio integrado por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), Informes y Proyectos S.A. (INYPESA) y PROINTEC S.A. ha realizado, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana incluido en el Programa SYSMIN, financiado por la Unión Europea.

Dicho Proyecto incluye, 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 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 Azua y Constanza.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Sabana Quéliz se utilizó la información disponible de diversa procedencia. También las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA, tomadas en los años 1983-84, para el sector occidental, en tanto que para el oriental se emplearon las de escala 1:20.000 del Proyecto DRB, realizadas en 1966; con el objeto de determinar y precisar las estructuras de mayor envergadura, se recurrió a la foto aérea a escala 1:60.000 del Proyecto ICM de 1958, así como a las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR.

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

elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Riesgos, así como la Geotécnica, ambas a escala 1:100.000.

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

1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Sabana Quéliz (6072-II) se encuentra situada en el sector centro-meridional de la República Dominicana (Fig.1.1), concretamente al Sur del valle de Constanza y al Norte de San José de Ocoa, en pleno dominio de la Cordillera Central. La mayor parte de su territorio pertenece a la provincia de La Vega, estando representadas las de Peravia y Azua, en los sectores suroriental y suroccidental, respectivamente.

La Cordillera Central constituye el elemento fisiográfico principal de La Española. Se trata de una abrupta alineación montañosa que, con dirección cercana a NO-SE, divide la isla en dos dominios totalmente diferentes en diversos aspectos (geológicos, climáticos, geográficos, demográficos, etc.). Su orientación típica está enmascarada en el ámbito de la Hoja por la desordenada incisión de la red de drenaje; tampoco se manifiesta claramente su morfología, a modo de eje dorsal de la isla, sino que más bien se presenta como una elevada plataforma, fuertemente retocada por la erosión fluvial. Dicha plataforma posee una altitud general superior a 2.000m, culminando en el Alto de la Bandera (2.842m), núcleo estratégico de las telecomunicaciones del país, y constituye un importante centro receptor de aguas que, posteriormente, discurren por las cuencas de los ríos Yuna, Nizao y Yaque del Sur.

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos y arroyos de carácter perenne, fuertemente encajados y de disposición groseramente radial en torno al área de Valle Nuevo; como botón de muestra del grado de encajamiento, el río Nizao, que nace a más de 2.400m de altitud, discurre por debajo de 800m en el paraje de Quita Sueño. Es preciso hacer hincapié en la naturaleza muy tormentosa de la región, que imprime un carácter fuertemente torrencial y una gran peligrosidad a la red, como puso de manifiesto de forma

extrema el paso del huracán Georges. Además del citado Nizao, conviene destacar por su envergadura los ríos Grande y Las Cuevas, pertenecientes a la cuenca del Yaque del Sur. El esquema hidrográfico de la zona se completa con la presencia de numerosas áreas endorreicas de pequeña entidad, cuyo origen responde a diversas causas.

Las numerosas pistas deterioradas permiten adivinar, aún hoy día, la envergadura que las actividades forestales llegaron a poseer en toda la región de Valle Nuevo, cuyos extensos y densos pinares constituyen un elemento inseparable del paisaje. El abandono de dichas actividades propició la práctica despoblación de la región, actualmente bajo una moderada influencia de Constanza y San José de Ocoa; sus escasos habitantes, ocupados principalmente en labores agrícolas, se agrupan en pequeños núcleos, destacando entre ellos Palma Cana, La Piedra Colorada, Las Cuevas y Los Naranjos.

Como consecuencia del abandono de la región, se aprecia una red de comunicaciones muy precaria, cuyo eje fundamental es la deficiente carretera Constanza-San José de Ocoa. Al margen de ésta, los desplazamientos se realizan a través de sendas, generalmente mediante el auxilio de animales de carga debido a las dificultades orográficas.

1.3. Marco geológico

Desde un punto de vista geológico, la Hoja de Sabana Quéliz se encuentra inmersa en el flanco suroccidental de una de las principales unidades geológicas de La Española, la Cordillera Central, prácticamente coincidente con el dominio fisiográfico de la misma denominación. En el ámbito de la Hoja, la Cordillera comprende parte de dos de sus principales dominios:

- Los sectores septentrional y oriental de la Hoja pertenecen al dominio geológico conocido como Tireo (Fig.1.2), con diversos rangos, según los distintos autores y el enfoque de sus trabajos: terreno, grupo, formación...; su tratamiento en el presente trabajo será como formación en el caso de las alusiones de tipo estratigráfico y como dominio, en las de tipo estructural. En cualquier caso, está integrado por materiales volcano-sedimentarios relacionados con la actividad de un arco insular durante el Cretácico superior y constituye el basamento de la zona, encontrándose intensamente deformado y afectado por intrusiones de carácter tonalítico.

- El resto de la Hoja está constituido principalmente por sedimentos acumulados en una cuenca de *back-arc* durante el Paleógeno y que forman parte del dominio denominado Cinturón de Peralta (Dolan, 1989). Su estructura es la de un típico cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el Suroeste, dirección en la que llega a cabalgar sobre los depósitos neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan.
- Completando este esquema general, es preciso destacar la abundancia de rocas volcánicas cuaternarias en el sector occidental, dispuestas a modo de tapiz sobre los dominios anteriores y que forman parte de uno de los rasgos más característicos de la región comprendida entre Yayas de Viajama y Constanza.

1.4. Antecedentes

La Cordillera Central ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación se señalan todos aquéllos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de ella.

Aunque los trabajos pioneros se remontan a la época del descubrimiento de América, las primeras exploraciones sistemáticas tuvieron lugar durante el presente siglo con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan et al. (1921), para el Servicio Geológico de Estados Unidos, y Bermúdez (1949), entre otros, para la Dominican Seaboard Oil Company.

Un notable impulso a los conocimientos geológicos de la República Dominicana se produjo entre las décadas de los años sesenta y ochenta, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores; Vespucci (1986), relativa al volcanismo cenozoico de la región; y Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica.

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, el Servicio Geológico Nacional realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, con uno de sus dos tomos dedicados a las formaciones del suroeste del país (1984b). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por el Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1991a) para la Sociedad Geológica de América y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica al territorio ocupado por la Hoja de Sabana Quéliz; de entre ellos cabe destacar los de: Dolan et al., con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico, y Lewis et al., que revisan las ideas existentes relativas a la Formación Tireo (Cretácico superior).

Además de los anteriores, merece la pena destacar por su importancia durante la realización de la Hoja: la investigación geotérmica de OLADE (1980), complementada con la efectuada por el Servicio Geológico Nacional (1984a) en el área Yayas de Viajama-Constanza; la exploración minera de JICA y MMAJ (1984) en el área de Las Cañitas y que incluye el sector noroccidental de la Hoja; el estudio que Lewis et al. (1987) efectúan sobre la serie paleógena de la región de Padre Las Casas; la tesis de Heubeck (1988), esencial para la comprensión de las unidades paleógenas; y el trabajo de Dolan (1989), básico para el conocimiento estratigráfico de la serie paleógena.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja a escala 1:50.000 de Sabana Quéliz afloran materiales mesozoicos y cenozoicos, de origen volcánico y sedimentario, que pueden agruparse en tres grandes conjuntos:

- Materiales cretácicos, pertenecientes al dominio de Tireo, constituyente característico del eje de la Cordillera Central en la región. Integran un conjunto muy complejo cuyo origen está relacionado con la actividad de un arco insular, predominando los depósitos volcanoclásticos, si bien no son raras las intercalaciones puramente ígneas y sedimentarias. Poseen un elevado grado de deformación y constituyen el basamento de la región, estando afectados por numerosas intrusiones de composición tonalítica.
- Materiales paleógenos. En su mayor parte se trata de una potentísima serie de depósitos marinos de facies profundas, pertenecientes al Cinturón de Peralta, dominio típico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Se trata de un típico cinturón de pliegues y cabalgamientos, vergentes hacia el Suroeste. También corresponden a este grupo las escasas manifestaciones de los típicos granitoides encajados en el conjunto cretácico.
- Materiales cuaternarios, correspondientes a dos tipos netamente diferentes en función de su origen: rocas volcánicas pertenecientes a la provincia efusiva de Yayas de Viajama-Valle Nuevo, que constituyen uno de los rasgos geológicos más característicos de la región; y depósitos sedimentarios, de origen variado, pero en todos los casos ligados a un régimen continental. Se disponen, a modo de tapiz, sobre los conjuntos anteriores, fosilizando la estructuración terciaria.

2.1. Cretácico

Constituye el conjunto más antiguo de la Hoja, atribuido al Cretácico superior, aflorando en sus sectores septentrional y meridional. Pertenece a una franja ampliamente representada en el ámbito de la Cordillera Central, dispuesta de NO a SE tanto por territorio dominicano como haitiano, e integrada por materiales volcanoclásticos y magmáticos que intercalan esporádicos niveles de origen exclusivamente sedimentario; habiendo sido denominada

Terreno Tectónico de Tireo (Mann et al., 1991b), forma parte de un conjunto de fragmentos interpretados en un contexto de arco insular. Cabalga hacia el Suroeste sobre el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta mediante la zona de falla de San José-Restauración, en tanto que al Noreste es cabalgado por el Terreno Tectónico de Duarte a través de la zona de falla de Bonao-Guácara (Mann et al., 1991b). Se halla intruido por numerosos cuerpos de composición tonalítica, en ocasiones de dimensiones batolíticas.

2.1.1. Cretácico superior (Fm.Tireo)

La Formación Tireo no sólo es uno de los conjuntos más ampliamente representados en la Hoja de Sabana Quéliz, sino también en el territorio cartografiado en el presente Proyecto; ocupa la práctica totalidad de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, así como parte de las de Bonao, Padre Las Casas, Arroyo Caña y San José de Ocoa. Litológicamente está constituida por rocas volcanoclásticas que intercalan lavas y rocas sedimentarias, junto con numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales.

Este conjunto configura una franja de unos 290km de longitud por 35km de anchura en la que se encuentra una buena parte de los relieves más importantes de la Cordillera Central. Se extiende hacia el Noroeste, fuera de la zona de estudio, por el área de Restauración hasta enlazar con las series del Terrier Rouge y de la Mina, en el Macizo del Norte de Haití; Hacia el Sureste, la formación se extiende hasta las proximidades de Baní (zona de El Recodo). A escala regional, su límite septentrional queda definido por la falla de Bonao-La Guaraca y el meridional, por la falla de San José-Restauración.

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1960, 1966), habiendo sido objeto de estudio posteriormente por parte de Mesnier (1980), JICA y MMJA (1984) y Lewis et al. (1991). Estos últimos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía de la formación, ya que mientras que los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis et al. (1991) elevan la unidad al rango de Grupo, dividiéndolo en Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior. A este respecto conviene señalar que, aunque sus variaciones litológicas y geoquímicas justifican el rango de Grupo, en el presente trabajo se ha optado por mantener el rango de Formación (de manera informal) por ser el de acepción mayoritaria en la literatura regional, aun sabiendo que este conjunto incluye diversos términos que por sí solos podrían ser considerados como formaciones (Tabla 2.1).

La división realizada por Lewis et al (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (ácidas o básicas), en tanto que la de JICA y MMAJ (1984) conjuga otros criterios. Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunas dificultades a la hora de ser aplicadas a una cartografía geológica, dificultades debidas al carácter extremadamente monótono de estos materiales volcanoclásticos, prácticamente carentes de niveles cartográficos de referencia, y, a la dificultad de accesos existente en una gran parte de la Cordillera Central. Además, ambos grupos de investigadores han perseguido fines distintos y han centrado sus investigaciones en áreas diferentes; así, el trabajo de JICA y MMAJ (1984) se centró en la exploración minera de áreas próximas al Pico Duarte y Las Cañitas (Hoja de Gajo de Monte), en tanto que la mayoría de los datos aportados por Lewis et al. (1991) se centran en las áreas de Restauración, Constanza-Valle Nuevo y Río Blanco.

La cartografía sistemática de la Fm. Tireo en el presente proyecto ha permitido comprobar que, dentro de la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos, existen ciertas tendencias o cambios de facies en sentido NO-SE. Así, el sector noroccidental (Hojas de Gajo del Monte y Padre Las Casas) se caracteriza por un abrumador predominio de los citados términos volcanoclásticos, mientras que hacia el sector central (Hoja de Constanza) y, sobre todo, oriental (Hojas de Bonao, Sabana Quéliz, San José de Ocoa y Arroyo Caña), son frecuentes las intercalaciones de litologías ígneas y sedimentarias. Esta circunstancia sugiere una cierta polaridad de proximalidad/distalidad de las emisiones volcánicas en el sentido descrito, así como la posible implantación de una o varias cuencas sedimentarias en los sectores centro-orientales. Todo ello, sin olvidar que dentro de un ambiente de arco-isla como el correspondiente a la Fm. Tireo, las manifestaciones volcánicas pueden migrar con el tiempo y ocasionar el desarrollo de una o más cuencas aisladas.

Por su posición central en la zona de estudio y por ser la que posee un registro más completo, la cartografía de la Hoja a escala 1:50.000 de Constanza ha resultado fundamental para el control estratigráfico de la Fm. Tireo, sugiriéndose su consulta en caso de interés. En ella se ha establecido una estratigrafía preliminar de la formación que se ha intentado adaptar a la división fundamental de "Tireo inferior" y "Tireo superior" propuesta por Lewis et al (1991). Esta estratigrafía se basa, esencialmente, en la identificación de dos tramos principales dentro del conjunto volcanoclástico: las denominadas "calizas de Constanza" y "serie de Río Blanco", del Cenomaniano-Turoniano; y los niveles de lutitas, cherts y calizas, denominados de "El Convento", asignados al Coniaciano-Santoniano. Aunque la discontinuidad de los afloramientos de estos niveles impide individualizar

cartográficamente los tramos de términos volcanoclásticos comprendidos entre ellos, su identificación permite, al menos, cierta precisión estratigráfica. Por otra parte, parece un hecho recurrente el que las rocas ácidas de la formación (coladas, domos y brechas riolítico-dacíticas) aparezcan sobre los niveles de chert de El Convento, o los atraviesen, circunstancia que se ha aprovechado para situar en estos niveles, de forma orientativa, el límite Tireo inferior-Tireo superior.

Ninguno de los niveles de referencia mencionados tiene continuidad hacia el Este, por lo que la estratigrafía descrita no es extrapolable al sector oriental de la zona de estudio, donde además, la presencia de numerosas imbricaciones en el seno de la formación complican la resolución de la estratigrafía. Tradicionalmente (JICA y MMAJ, 1985; Lewis et al., 1991) la presencia de coladas andesíticas y basáltico-andesíticas se ha asimilado con el Tireo inferior; sin embargo, en las Hojas de Sabana Quéliz y Arroyo Caña estas coladas coexisten o están muy próximas estratigráficamente a niveles de calizas datados como Campaniano-Maastrichtiano, por lo que no parece muy adecuado aplicar este argumento allí.

Por estas razones, en el sector oriental (Hojas de Sabana Quéliz, San José de Ocoa y Arroyo Caña) se ha estimado aconsejable prescindir de la mencionada división (Tireo inferior y superior), considerando la Fm. Tireo, a falta de mayores precisiones estratigráficas, como un conjunto volcanoclástico indiferenciado en el cual se intercalan diversos tramos con entidad cartográfica. Así, en la Hoja de Sabana Quéliz se han diferenciado las siguientes unidades cartográficas dentro de la Fm. Tireo: rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas (Tireo indiferenciado; unidad 1); coladas andesítico-dacíticas masivas o interestratificadas con términos volcanoclásticos (unidad 2); calizas tableadas y en bancos de tonos blancos rojizos y grises (unidad 3); gabros (unidad 4); riolitas y cuarzoqueratófidos (unidad 5); riolitas y rocas volcanoclásticas ácidas (unidad 6); y alternancia decimétrica de tobas cineríticas -con niveles de chert-, margas, calizas margosas y areniscas (unidad 7).

De estas unidades, tan sólo han permitido precisiones cronológicas las riolitas del sector noroccidental, sobre las que existe una datación radiométrica indicativa del Santoniano (Electroconsult, 1983), algunos niveles de calizas datados como Campaniano-Maastrichtiano, e indirectamente, la alternancia de tobas cineríticas infrayacente a uno de ellos. El resto permite pocas precisiones, de ahí la imposibilidad de aplicar la división

establecida en la Hoja de Constanza. No obstante, de forma tentativa se puede considerar que las escamas que caracterizan la parte frontal de la formación en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa están constituidas, prácticamente en su integridad, por los términos altos de la formación (o Tireo superior en sentido amplio). Sin embargo la escama más oriental, que constituye la totalidad del afloramiento de la formación en la Hoja de Arroyo Caña, el sector nororiental de la de Sabana Quéliz y buena parte de las de las de Bonao y Constanza, está constituida por niveles correlacionables con el Tireo inferior y con el Tireo superior, este último confirmado por la presencia de varias barras de calizas datadas por Bowin (1960, 1966) y Boisseau (1987) como Campaniano-Maastrichtiano.

Se desconoce cual es el muro de la Fm. Tireo, si bien su distribución cartográfica regional permite estimar que, al menos en parte, se depositó sobre el Complejo Duarte; de hecho, en el mapa geológico de la República Dominicana a escala 1:250.000 (SGN y BGR, 1991) se considera al Complejo Duarte como un miembro inferior metamorfozado de la Fm. Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo. La supuesta posición discordante de ésta sobre el Complejo Duarte sería equivalente a la observada en la Fm. Siete Cabezas en sectores mas orientales (Hoja de Villa Altagracia), sugiriendo la correlación de las formaciones Tireo y Siete Cabezas; esta correlación es objeto de controversia, ya que si bien, por un lado, las afinidades geoquímicas de ambas parecen contrapuestas por cuanto la Fm. Tireo representa un volcanismo calcoalcalino de arco-isla y la Fm. Siete Cabezas tiene afinidad con los basaltos generados en *plateaux* oceánicos, por otro, los análisis geoquímicos muestran determinadas pautas que permiten la correlación lateral de ambas formaciones. En este sentido, parece que los términos volcanoclásticos reconocidos en la Fm. Siete Cabezas pueden ser facies proximales de los mismos términos de la Fm. Tireo y que, en conjunto, el magmatismo de la Fm. Siete Cabezas podría representar la fuente del volcanismo de la Fm. Tireo.

En cuanto al techo, aunque casi siempre es de naturaleza tectónica, entre las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas es posible observar la disposición discordante original de las formaciones Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo. 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 el basamento de arco-isla.

Los espesores estimados para la Fm. Tireo son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía. JICA y MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3.500m, mientras

que LEWIS et al. (1991) lo elevan a unos 4.000m. 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.

2.1.1.1. Formación Tireo (1) Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. Cenomaniano-Maastrichtiano

Como se ha señalado, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la Fm.Tireo y generalmente se presenta como un conjunto masivo, de tonos verdosos a grises, en el que casi siempre es difícil observar la estratificación, lo que complica notablemente la determinación de su estructura interna. El tipo litológico dominante, correspondiente a estos afloramientos de carácter masivo, consiste en tobas y brechas volcánicas sin granoclasificación interna; los fragmentos vítricos, líticos y, en menor proporción, cristales, tienen un tamaño medio que oscila entre algo menos de 2mm y 1cm. Los fragmentos son mayoritariamente de tipo no vesicular y color verdoso a gris claro, aunque también los hay, en menor proporción, vesiculares de color negro y formados por trozos angulosos (1-3mm) de vidrio (palagonita) desvitrificado de color marrón amarillento a verde, con algunas vesículas. Los fragmentos de cristales corresponden a feldespatos y piroxenos y su presencia no llega al 1% del total de estas tobas. Entre los fragmentos líticos, son dominantes los procedentes de basaltos y andesitas aunque también se reconocen fragmentos de doleritas y gabros.

Los términos bien estratificados, casi siempre correspondientes a tobas de lapilli y tobas cineríticas, sólo tienen un desarrollo local. Suelen ser frecuentes en el tránsito hacia los tramos de calizas tableadas y otros niveles sedimentarios y, sin embargo, son extraños como tramos aislados dentro del conjunto volcanoclástico. Un buen ejemplo de este último caso es la serie del río Nizao a la altura de La Estrechura, en el límite de las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz. En esta serie, que supera los 1.000m de espesor, los términos masivos de tobas vítricas y líticas anteriormente descritos forman tramos de 50 a 200m de espesor que coexisten y alternan con tramos de igual espesor formados por términos bien estratificados, en los que es patente la intervención de procesos sedimentarios; en estos últimos se han observado tres tipos litológicos principales:

- Niveles masivos de potencia métrica que presentan contactos irregulares. Constituyen depósitos de carácter brechoide, con matriz verdosa de apariencia microgranular a

vítrea; los clastos (o blastos) destacan por su tono más claro, correspondiendo a fragmentos de rocas volcánicas de mayor tamaño de grano o de rocas posiblemente carbonatadas, con apariencia de margas calcáreas. Se interpretan como tobas y brechas volcánicas con escaso retrabajamiento sedimentario. No se descarta que algunos de estos tramos representen intercalaciones de flujos basáltico-andesíticos autobrechificados.

- Intervalos bastante homogéneos de aspecto tableado o masivo. Los niveles, aparentemente estratificados, poseen potencias de orden decimétrico y métrico y presentan bases netas y planas, tendiendo a organizarse en secuencias de aspecto estratocreciente. Son rocas de carácter mesogranular y color verde oscuro, que deben corresponder a tobas de lapilli y tobas cineríticas con un cierto retrabajamiento bajo lámina de agua.
- Alternancias de niveles microgranulares, de color verde oscuro, muy posiblemente correspondientes a tobas cineríticas, y capas más claras de aspecto mesogranular, a veces brechoides. En algunos puntos de excepcional calidad de exposición es posible efectuar, en este tipo litológico, observaciones de gran detalle que ponen de manifiesto la existencia de facies laminadas indicando un depósito o en ambientes subacuáticos relativamente tranquilos. Dentro de éstas se han distinguido: niveles de tono verde oscuro con laminación milimétrica; alternancia centimétrica y milimétrica entre términos de aspecto microgranular, a veces esquistosos, y capas más claras, de grano grueso a medio-fino, que eventualmente muestran formas lenticulares, con estructuras sedimentarias (laminación paralela, estratificación cruzada de pequeña escala y *ripples*); bandeo milimétrico, a veces centimétrico, definido por horizontes de color verde claro a beige, de carácter posiblemente carbonatado (margas calcáreas) y niveles de aspecto arenoso, de grano medio a fino, con eventuales *ripples* de oleaje.

También en el río Nizao, aguas arriba de la localidad de Quita Sueño, se reconoce términos bien estratificados en el núcleo de una estructura anticlinal. En este caso se trata de una alternancia de conglomerados, brechas, tobas de tamaño lapilli y tobas cineríticas. Los conglomerados afloran sobre todo en el flanco oriental y en el núcleo de la estructura, formando tramos de hasta 5m de espesor. Los cantos son de redondeados a subangulosos y tienen un tamaño medio entre 5 y 10cm, aunque pueden llegar a 20-30cm. Su

composición y la de la matriz que los engloba, es la misma que la del conjunto volcanoclástico principal, por lo que proceden del retrabajamiento de éste; ocasionalmente se ven cantos derivados de rocas ácidas, posiblemente cuarzoqueratófidos. Estos conglomerados alternan con niveles de orden métrico y decimétrico de brechas de la misma composición en las que los fragmentos tienen un tamaño de 0.5 a 1cm. A techo de la serie y en tránsito gradual con las litologías anteriores, aflora un tramo de tobas de lapilli y tobas cineríticas, bien estratificadas en capas de orden decimétrico con buena granoclasificación y presencia de ciertas estructuras tractivas (*ripples*), que ponen de manifiesto un alto grado de retrabajamiento sedimentario.

Llama la atención la homogeneidad de las facies de tobas y brechas masivas a lo largo de prácticamente todo el afloramiento de la Fm. Tireo, lo que implica el funcionamiento de un proceso eruptivo muy continuado en el tiempo y en el espacio. La presencia de numerosos cristales de vidrio de tipo *glass shards* sugiere mecanismos explosivos de tipo hidromagmático. A esta hipótesis contribuye la identificación de texturas hialoclásticas, propias también de este tipo de erupciones en presencia de agua, bien sea freática o marina, así como el reconocimiento de niveles de lapilli acrecionario en algunos puntos de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte.

Una de las características más típicas de las tobas masivas de la Fm. Tireo es la intensa alteración que han sufrido, dificultando en muchos casos el reconocimiento de la roca original. Se trata de procesos de alteración hidrotermal, de gran interés puesto que conllevan el desarrollo de mineralizaciones de sulfuros, metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales; estos procesos se manifiestan por la aparición de diferentes fases minerales: sílice amorfa, cuarzo, feldespato potásico, albita, calcita, montmorillonita, illita, caolinita, clorita, epidota, ceolitas, etc. Debido a su interés económico, estos procesos han sido objeto de estudio por parte de MESNIER (1980) y JICA y MMAJ (1984).

En cuanto a la edad de la unidad, no existen dataciones intrínsecas de este conjunto volcanoclástico, por lo que cualquier intento de establecer su edad debe realizarse en función de la de sus intercalaciones. Así, en el ámbito de la Hoja, diversos niveles carbonatados han arrojado, de forma algo imprecisa, edades senonianas. No obstante, la atribución regional de la Fm. Tireo al intervalo Cenomaniano-Maastrichtiano (Lewis et al., 1991) ha aconsejado respetar esta edad a falta de una mayor cantidad de datos cronológicos.

2.1.1.2. Formación Tireo (2) Coladas andesíticas masivas o interestratificadas con términos volcanoclásticos. Cenomaniano-Maastrichtiano

Aparecen intercaladas en el conjunto volcanoclástico principal de la Fm. Tireo. En las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz sólo se han cartografiado coladas de composición andesítica, mientras que las de composición basáltica se han reconocido y muestreado en afloramientos, pero sus reducidas dimensiones han imposibilitado su diferenciación cartográfica; además, las coladas basálticas se distinguen peor que las andesíticas dentro del conjunto de tobas masivas. Incluso estas últimas son muy difíciles de seguir lateralmente en foto aérea y en el paisaje, por lo que existe la posibilidad de que la unidad tenga un desarrollo mayor que el reflejado en las Hojas mencionadas.

Las coladas andesíticas se reconocen bien a escala de afloramiento por la presencia de fenocristales idiomorfos a subidiomorfos de plagioclasa y, en menor medida, piroxeno, flotando en una matriz de grano fino de tonalidades marrones o marrón rojizas por alteración. Aparecen como cuerpos masivos muy homogéneos que pueden superar los 200m de espesor, aunque también es frecuente observar tramos completos caracterizados por la intercalación de niveles métricos y decamétricos de coladas dentro de las tobas masivas o estratificadas; en algunos casos se han reconocido niveles de autobrechificación de las propias andesitas. Sus mejores afloramientos están a lo largo del río Nizao, en las inmediaciones de Quita Sueño (Hoja de Sabana Quéliz) y en el arroyo Aquino, al Sur de la Placeta del Yuna (Hoja de Arroyo Caña). Desde un punto de vista petrográfico, las andesitas presentan una textura porfídica en la que los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, a veces seriados, están incluidos en una matriz microcristalina integrada mayoritariamente por plagioclasa. Los componentes accesorios más frecuentes son óxidos de hierro y titanio, actinolita-tremolita, sericita, saussurita, talco y carbonato cálcico.

Como se ha mencionado anteriormente, los basaltos sólo se han reconocido en afloramientos puntuales y de bastante peor calidad que los de las andesitas; corresponden mayoritariamente a flujos lávicos aunque también pueden tener carácter intrusivo (diques o *sills*). Su aspecto de campo es el de rocas oscuras de grano fino o muy fino en las que apenas son reconocibles algunos fenocristales. En lámina delgada resultan ser rocas porfídicas con fenocristales de piroxeno, olivino y plagioclasa, casi siempre alterados e incluidos en una matriz microcristalina generalmente transformada a un agregado de sericita, talco, carbonato cálcico y minerales de la arcilla además de óxidos de hierro y titanio.

2.1.1.3. Formación Tireo (3) Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos, rojizos y grises. Cenomaniano-Maastrichtiano

Se trata de un típico conjunto de calizas tableadas o en bancos de hasta 200m de espesor y gran continuidad cartográfica, intercalado en el conjunto volcanoclástico, circunstancia que es de gran ayuda para la comprensión de la estructura interna de la Fm. Tireo. Muchos de estos tramos calcáreos han sido datados, bien en el transcurso de este proyecto o por autores precedentes (Bowin, 1960, 1966; Boisseau 1987) como del Campaniano-Maastrichtiano; sin embargo, no se descarta que algunos de ellos puedan ser anteriores, como ocurre en otros puntos de la región, donde se han llegado a encontrar asociaciones paleontológicas del Cenomaniano (Lewis et al., 1991), razón por la que la unidad ha sido enmarcada en el intervalo Cenomaniano-Maastrichtiano.

Aunque esta unidad es característica del sector oriental de la zona de estudio, no es exclusiva de él. Presenta buenos afloramientos en el desvío que desde la carretera San José de Ocoa-Constanza parte hacia La Nuez, en el cauce del río Nizao, en los arroyos Arabia y Copey, así como en diversos puntos de la zona de aserraderos localizada al Sur de El Convento.

A escala de afloramiento, el aspecto tableado de las calizas se debe a su disposición en capas sucesivas con espesores que oscilan entre 10 y 50cm. Localmente puede haber intercalaciones centimétricas de margas y margas arenosas, así como niveles de areniscas de procedencia volcánica. El color es blanco a gris, ocasionalmente rojizo, y más raramente, gris oscuro, en este caso influenciado por la presencia de cherts. La clasificación petrográfica de las calizas generalmente corresponde a biomicritas más o menos margosas (*wackestone* a *packestone*) de Globigerínidos con restos de Esponjas, Ostrácodos y Radiolarios calcitizados; la matriz, micrítica, suele ser muy arcillosa. El contenido en fósiles puede llegar al 40%. Las areniscas resultan ser grauvacas líticas en las que los clastos corresponden a feldespatos alterados y fragmentos líticos de origen volcánico; suelen estar cementadas por un cemento dolomítico. Los cherts se presentan como intercalaciones dentro de las calizas o formando niveles de mayor consideración. Muy probablemente estos cherts corresponden a la transformación de material silíceo primario (Radiolarios) en cuarzo, que a su vez a sido parcialmente reemplazado por carbonatos.

Bowin (1960, 1966) y Boisseau (1987) dataron algunos de los tramos calcáreos que afloran en el cauce del río Yuna como Campaniano-Maastrichtiano; edades similares han arrojado algunas de las muestras recogidas en la zona de estudio. El tramo de calizas más próximo al cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo, que aflora en el sector oriental de las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz, ha resultado el más fosilífero y el que ha ofrecido mejores determinaciones. El hallazgo de *Globotruncana af. arca* (CUSHMAN), *Globotruncana af. falsostuarti* SIGAL, *Rosita (Globotruncana) fornicata* (PLUMMER), *Globotruncanita (Globotruncana) af. stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanita (Globotruncana) af. conica* (WHITE), *Globotruncana af. lapparenti* BOLLI, *Globotruncana af. ventricosa* WHITE, *Globotruncana af. linneaiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana bulloides* VOGLER, *Globotruncanita (Globotruncana) af. elevata* (BROTZEN), *Globotruncanita (Globotruncana) af. stuatiformis* (DALBIEZ), *Hedbergella sp.*, *Rugoglobigerina? sp.*, *Heterobelix sp.* y prismas de *Inoceramus*, ha señalado el intervalo Campaniano-Maastrichtiano.

En los afloramientos del sector septentrional, las asociaciones de fauna incluyen *Globotruncana af. lapparenti* BOLLI, *Globotruncanita (Globotruncana) sp.*, *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.*, *Bolivina sp.*, *Lagénidos*, *Radiolarios* y *Espículas*, en este caso indicando el Senoniano superior. Por tanto, las dataciones mencionadas sugieren la atribución de las calizas de la Fm. Tireo al Campaniano-Maastrichtiano; sin embargo no se descarta que algunas de las intercalaciones calcáreas inferiores sean más antiguas, razón por la cual se ha optado por asignar la unidad al intervalo Cenomaniano-Maastrichtiano.

La escasez de estructuras sedimentarias no permite aventurarse en detalles relativos al ambiente deposicional de la unidad, pero la fauna hallada y el contexto paleogeográfico sugerido para la Fm. Tireo invitan a pensar en una plataforma situada al Suroeste del arco insular. Durante los periodos de inactividad del arco se llevaría a cabo la deposición de carbonatos, imposibilitada en los periodos de actividad por la llegada de flujos volcanoclásticos a la cuenca e incluso coladas.

2.1.1.4. Formación Tireo (4) Gabros. Cenomaniano-Maastrichtiano

La presente unidad está integrada por un solo afloramiento, siendo la primera vez que se describe una roca de esta composición en la Fm. Tireo. Dicho afloramiento aparece aislado al Norte de arroyo Bonito y su mala calidad no deja ver sus relaciones con el encajante. En el cauce del arroyo Bonito la roca tiene textura granuda y un tamaño de grano medio que le dan un aspecto intrusivo. Petrográficamente corresponde a un gabro constituido por cristales de olivino, plagioclasa y piroxeno. El olivino está muy fracturado y alterado casi en su totalidad a serpentina, al contrario que la plagioclasa, que es el mineral menos alterado y forma cristales idiomorfos en los que se identifica el maclado polisintético; por lo que respecta al piroxeno, es la fase más alotriomorfa del conjunto, disponiéndose como un mosaico de pequeños cristales redondeados dispersos por toda la roca.

A unos centenares de metros de distancia del afloramiento anterior y en aparente continuidad con el mismo, se ha localizado una roca similar, aunque en este caso la textura es pórfídica, reconociéndose fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa dentro de una matriz formada por microlitos de plagioclasa saussuritizada; se ha clasificado como un basalto olivínico piroxénico.

Por la similitud composicional de ambas rocas, se considera que la unidad en su conjunto representa una facies subvolcánica o hipoabisal de los basaltos que con frecuencia se intercalan en la Fm. Tireo; no obstante, dada su peculiaridad se ha estimado conveniente su representación cartográfica. Su edad es incierta, habiéndose incluido en el intervalo Cenomaniano-Maastrichtiano por su inclusión en la Fm. Tireo.

2.1.1.5. Formación Tireo (5) Riolitas (cuarzoqueratófidos). Senoniano

Son una serie de afloramientos de rocas ácidas que afloran en el camino a Quita Pena y en el cauce del río Nizao. Su geometría en forma de apuntamientos o alineaciones sugiere que se trata de cuerpos intrusivos. Los afloramientos son de bastante mala calidad debido a su elevado grado de alteración, aunque permiten reconocer la textura granuda de la roca y el carácter félsico de los minerales que la componen, mayoritariamente feldespatos y cuarzo. En lámina delgada muestran textura holocristalina, inequigranular y porfídica, identificándose fenocristales de cuarzo, plagioclasa y, en menor proporción, feldespato alcalino, dentro de

una matriz granuda microcristalina formada por feldespatos alcalinos y plagioclasa; los minerales máficos son muy escasos.

Por su aspecto, estos afloramientos de rocas ácidas intrusivas serían correlacionables con los cuarzoqueratófidos que caracterizan la parte alta de la Fm. Tireo en sectores septentrionales de la zona de estudio. En este caso su edad más probable sería Coniaciano-Maastrichtiano.

2.1.1.6. Formación Tireo (6) Riolitas y rocas volcanoclásticas ácidas. Santoniano

Afloran exclusivamente en el sector noroccidental, en el ámbito del alto de Piedra, proporcionando un destacado resalte morfológico al relieve en relación con el conjunto volcanoclástico principal de la Fm. Tireo, aunque no ocurre lo mismo frente a los materiales volcánicos cuaternarios. No se ha encontrado punto de calidad alguno en el ámbito de la Hoja, aunque sí en sus proximidades, siendo preciso destacar el corte que ofrece la carretera Constanza-San José de Ocoa al Sur de El Convento.

Su geometría en el seno de la Fm. Tireo no es uniforme, existiendo zonas en las que es indudable su disposición a modo de intercalación concordante con los niveles volcanoclásticos y carbonatados, así como otras donde parecen constituir centros de tipo domo, con una absoluta falta de concordancia con respecto a dichos niveles; en conjunto parecen configurar una grosera banda intercalada en niveles relativamente altos de la formación. En los lugares en que su morfología permite estimar espesores, estos parecen aproximarse a 200m.

En el corte citado se reconocen niveles fragmentarios correspondientes a la base de una colada y sobre ellos, constituyendo el resalte principal, una colada masiva con una marcada disyunción columnar. En muestra de mano aparecen como rocas leucocráticas de matriz rosácea en la que se observan numerosos fenocristales de cuarzo y feldespatos.

Se interpretan como emisiones de elevada viscosidad y, en ocasiones, carácter explosivo, relacionadas con la dinámica del arco insular del Cretácico superior. Precisamente, la presente unidad constituye uno de los mejores indicadores cronológicos de este periodo, ya que en el sector de El Convento se ha efectuado una datación radiométrica sobre ella por el método K/Ar (Electroconsult, 1983) que ha proporcionado una edad de 85.1 ± 4.3 m.a., señalando por tanto su pertenencia al Santoniano.

2.1.1.7. Formación Tireo (7) Alternancia decimétrica de tobas cineríticas (con niveles de chert), margas, calizas margosas y areniscas. Campaniano-Maastrichtiano

Aparece estratigráficamente bajo los dos tramos de calizas más próximos al cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo, en el sector oriental de la Hoja. Se trata de un conjunto de naturaleza mixta, sedimentaria y volcánica, en el que coexisten litologías eminentemente sedimentarias como calizas, calizas margosas y areniscas, junto con términos volcanoclásticos muy retrabajados por procesos sedimentarios como las tobas cineríticas, e incluso con términos puramente volcánicos, como las intercalaciones de andesitas anfibólicas descritas en apartados precedentes. En los puntos mencionados, la unidad sirve de tránsito entre la serie volcanoclástica de tobas y brechas masivas y las calizas de techo de la Fm. Tireo.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera a Las Nueces y Carmona desde San José de Ocoa, donde la serie se dispone concordantemente y en aparente tránsito gradual sobre los términos volcanoclásticos infrayacentes, comenzando con una alternancia diluida de margas y niveles decimétricos de areniscas, que hacia techo pasan a una sucesión monótona de tobas cineríticas con una característica coloración rojiza por alteración. Estas tobas se disponen en capas inferiores a 15cm de espesor y suelen contener niveles de chert. En algunos puntos, como en el firme Los Almendros, las tobas cineríticas pasan insensiblemente a margas y calizas margosas como las descritas en el apartado anterior. En este mismo punto las litologías mencionadas coexisten con intercalaciones de coladas de andesitas anfibólicas sin representación cartográfica.

Entre los restos faunísticos encontrados en la unidad se encuentran: *Globotruncana sp.*, *Globotruncanita (Globotruncana) sp.*, *Heterohelix sp.*, *Glomospira? sp.*, *Radiolarios* y *Espículas*, que señalan el Senoniano con ciertas reservas. No obstante, su relación de cambio de facies con las calizas suprayacentes sugiere una precisión mayor por lo que se ha enmarcado en el Campaniano-Maastrichtiano.

2.1.1.8. Geoquímica de la Fm. Tireo

La constitución mayoritariamente volcanoclástica de la Fm. 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 han sido llevados a cabo por Lewis et al (1991), Harms (1988) y Jiménez y Lewis (1987). En el presente proyecto se han

realizado 16 análisis geoquímicos de la formación, correspondientes a términos volcanoclásticos, intercalaciones de coladas basáltico-andesíticas e intrusiones someras de cuarzoqueratofidos (Tabla 2.2); las muestras proceden casi en su totalidad de afloramientos del cuadrante 1:100.000 de Constanza, donde la Fm Tireo tiene su mejor representación. En todos ellos se han analizado los elementos mayores, así como el Sc, Rb, Sr, Zr, Y, Ba, Cr, y Ni, y en diez, de ellos también las Tierras Raras, el Th y el Hf, siendo estos últimos elementos los menos móviles.

- Rocas volcanoclásticas

Se han realizado cuatro análisis de las tobas vítricas y líticas masivas que forman el cuerpo fundamental de la Formación Tireo, siendo todas muy similares desde un 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 Fm. Siete Cabezas aflorante en sectores al Este de la zona de estudio.

- Coladas basálticas

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 TiO_2 de una muestra de la Hoja de Sabana Quéliz y en las elevadas proporciones de álcalis y altas tasas de P_2O_5 en dos muestras de la misma Hoja, 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 TiO_2 en los basaltos del área de La Pelona-Pico Duarte y en el sector septentrional de la Hoja de Juan Herrera.

Los análisis multielementales de Tierras Raras (Fig. 2.1) muestran la diferencia entre las rocas volcanoclásticas y las lavas basálticas. Las últimas tienen concentraciones más altas de LIL y HFS que las primeras, así como relaciones $Zr/Y > 4$ en todas las muestras excepto en una de la Hoja de 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 dos muestras correspondientes a términos volcanoclásticos tobáceos, son planas. Estas últimas y las otras dos rocas volcanoclásticas, 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 La Cuchilla del Montazo. En dos de estos análisis se da una relación $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ con un contenido de K_2O de 1.5-3.4%. Tres de estas muestras han sido lixiviadas y alteradas puesto que tienen contenidos de $\text{K}_2\text{O} > 7.7\%$ y de CaO y $\text{Na}_2\text{O} < 0.2\%$. Una muestra de la zona del Tetero, en la Hoja de Gajo de Monte, tiene un contenido en SiO_2 del 83.38%, muy probablemente como consecuencia de una silicificación limitada, confirmada en lámina delgada.

En el diagrama multielemental (Fig. 2.2) las cuatro muestras tienen pautas similares. Por otra parte, las curvas de Tierras Raras son similares excepto en uno de los casos cuyo mínimo se explica por los efectos de la lixiviación. Las Tierras Raras Ligeras están enriquecidas respecto la Pesadas, con una relación La/Sm de 4.1-4.6. Por último, dos de las muestras tienen una característica anomalía negativa de Eu, de distinta magnitud, indicativa de fraccionamiento de la plagioclasa.

- Composiciones intermedias

Cuatro de las muestras analizadas pertenecen a este grupo; dos tienen contenidos de SiO_2 del 54.0 y 54.72% pero dado que en ellas los valores de LOI están por encima del 4%, el contenido original en SiO_2 debía ser mayor. La Fig. 2.3 es un diagrama multielemental de las muestras de composición intermedia de la Hoja de Sabana Quéliz de las cuales se posee suficiente información, así como de un basalto rico en sílice de la Hoja de Constanza; las tres muestras son completamente diferentes en apariencia y en ocurrencia. Una es una tonalita mineralizada relacionada con los cuerpos tonalíticos existentes en el límite entre las Hojas de Arroyo Caña y Sabana

Quéliz y difiere de las otras dos 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 una muestra perteneciente a la tonalita de El Río. En conjunto, 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.

A modo de síntesis, los análisis geoquímicos realizados en el conjunto volcanoclástico masivo sugieren su posible procedencia de la Fm. Siete Cabezas, de tal forma que los términos volcanoclásticos de esta última, reconocidos en los alrededores de la localidad de Villa Altigracia, representarían facies proximales de las tobas vítricas y líticas masivas de la Fm. Tireo; por tanto, éstas últimas derivarían del retrabajamiento de las primeras, hipótesis apoyada por la coincidencia de edad de ambas formaciones. Las lavas basálticas intercaladas en la Fm. Tireo tienen afinidades geoquímicas con las de las rocas procedentes de arcos oceánicos alcalinos.

En cuanto a 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.

2.2. Paleógeno

Los materiales sedimentarios y metasedimentarios del flanco suroccidental de la Cordillera Central han sido interpretados como un fragmento de cuenca de *back-arc* e integrados en el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta (Mann et al., 1991b). Este dominio, que se extiende a lo largo de 320km por el flanco suroccidental de la Cordillera, 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 el Terreno Tectónico de Tireo, cabalgando a su vez sobre el Terreno Tectónico de Presqu'île 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.

Esta franja de materiales paleógenos, depositados en un surco sedimentario muy subsidente, de orientación NO-SE y abierto hacia el Sureste, es conocida en la región como Cinturón de Peralta (Dolan, 1989); su espesor original, muy difícil de estimar por los efectos de la tectónica regional, probablemente supera los 10.000m. 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 contenido faunístico (Dolan et al., 1991) han sido atribuidos al Eoceno y Eoceno superior-Mioceno inferior, respectivamente.

Su sustrato está constituido por el complejo volcano-sedimentario de arco-isla de la Fm. Tireo (Cretácico superior), como puede apreciarse en el arroyo Guarico, al Norte de Las Lagunas (Hoja de Padre Las Casas); la zona localizada al Norte de dicho punto demuestra la disposición original en *onlap* de la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta sobre el conjunto cretácico, disposición que parece intuirse al Norte de la presente Hoja; 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 Fm. Tireo sobre el Grupo Peralta (Hojas de Gajo de Monte, 6072-IV, y Padre Las Casas, 6072-III) o sobre el Grupo Río Ocoa (Hojas de Sabana Quéliz, 6072-II, y San José de Ocoa, 6071-I). Este cabalgamiento oculta o bisela el techo del Grupo Río Ocoa, que tan sólo aflora en la terminación suroriental de la Cordillera Central (Heubeck, 1988), coincidiendo con la discordancia sobre la que se apoya el Grupo Ingenio Caei (Mioceno-Pleistoceno).

En la Hoja de Sabana Quéliz, la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta aflora extensamente, con una espectro estratigráfico muy completo tanto del Gr. Peralta (Eoceno) como del Gr. Río Ocoa (Eoceno superior). La representación paleógena se completa con las intrusiones tonalíticas encajadas en la Fm. Tireo, probablemente de forma simultánea con los episodios sedimentarios más antiguos del Grupo Peralta.

2.2.1. Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta. Tonalitas)

Se incluyen en el presente apartado tanto los depósitos sedimentarios del Grupo Peralta, aflorantes en el sector occidental, como las intrusiones tonalíticas del sector suroriental, posiblemente generados de forma simultánea.

En la bibliografía relativa al Grupo Peralta se han individualizado las Fm. Ventura, Jura y El Número (Dolan, 1989):

- La Fm. Ventura (Eoceno inferior-medio) está integrada por una potente sucesión rítmica (superior a 1.000m) de areniscas, lutitas y margas de naturaleza turbidítica; las areniscas, de carácter siliciclástico, son la litología predominante hacia el Sur de la región (Hojas de San José de Ocoa y Azua), en tanto que hacia el Oeste aumenta la proporción margosa (Fig.2.4), que puede llegar a ser dominante (Hojas de Gajo de Monte, Padre Las Casas y Yayas de Viajama). Localmente, aparecen niveles conglomeráticos y volcánicos, de pequeña entidad.
- La Fm. Jura (Eoceno medio) posee una mayor uniformidad, estando constituida fundamentalmente por calizas tableadas blancas a grises de ambientes pelágicos, próximas a 200m de potencia. Como constituyentes subordinados aparecen niveles conglomeráticos polimícticos, diferenciados en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (Hojas de San José de Ocoa y Azua); otro tanto puede decirse de las intercalaciones volcánicas halladas (Hoja de San José de Ocoa).
- La Fm. El Número (Eoceno superior) está representada fundamentalmente por una sucesión pelítico-margosa, con delgados niveles de areniscas turbidíticas intercalados, que puede 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 (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa); no obstante, en la mayoría de los casos la unidad aparece incompleta 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 50-100m 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 de El 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 del Jura".

En la Hoja de Sabana Quéliz, el Grupo Peralta se encuentra bien representado (Fig.2.5), con numerosos cortes parciales de cierta calidad que han permitido establecer los rasgos básicos de su estratigrafía, pese a la intensa deformación a que ha sido sometido; entre aquéllos cabe señalar los del río Las Cuevas y su afluente, el arroyo El Castillo. Así, se han diferenciado: las areniscas y margas de la Fm. Ventura (unidad 8); las calizas tableadas de la Fm. Jura (unidad 9); la alternancia rojiza de lutitas y calizas de las Capas rojas del Jura (unidad 10); y las margas de la Fm. El Número (unidad 11) con sus intercalaciones calcareníticas (unidad 12) y de calcarenitas fosilíferas (unidad 13).

Por lo que respecta a los granitoides encajados en la Fm. Tireo, corresponden a las típicas tonalitas no foliadas de la región (unidad 18) y afloran en el sector suroriental, de modo deficiente, debido a una intensa alteración.

2.2.1.1. Formación Ventura (8) Alternancia rítmica de areniscas turbidíticas, esencialmente siliciclásticas, lutitas y margas. Eoceno inferior-medio

Tras un largo periodo 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 su unidad siliciclástica inferior (Dolan, 1988) poseen en el arroyo Ventura, al Norte de Peralta.

Son tres las principales causas que han provocado el confucionismo señalado: a) la gran semejanza, al menos parcial, entre todas las unidades del Cinturón de Peralta con una cierta proporción margosa (las Fms. 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); 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); y el "Flysch" de Lewis et al. (1987). Por el contrario, no parecen correlacionar con las Series de Río del Medio (Wallace, 1945) integradas por materiales de la Fm. Tireo.

Pese a su extensión regional, en la Hoja aparece representada exclusivamente por un mínimo afloramiento, situado al SO de la loma de Atanasio; no posee corte alguno en la Hoja de Sabana Quéliz que muestre la totalidad de la Fm. Ventura, pero en zonas próximas sí existen diversos cortes parciales de calidad que permiten una cierta aproximación a su estratigrafía; entre ellos cabe señalar los de los arroyos Prieto y Corozo, localizados en la prolongación del afloramiento citado en la vecina Hoja a escala 1:50.000 de Padre Las Casas, pese a la intensa deformación que muestran.

A grandes rasgos (Fig.2.6), se trata de una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas y lutitas, 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. Las litologías señaladas se agrupan en diversas asociaciones de facies cuya distribución vertical no ha podido ser determinada.

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 ocasiones, los tramos de areniscas masivas albergan niveles conglomeráticos en la base, con cantos de tamaño centimétrico cuyo origen son la Fm. Tireo y la propia Fm. Ventura. Los esporádicos niveles de naturaleza volcánica poseen espesor de orden centí a decimétrico y carácter volcanoclástico.

El afloramiento de la Hoja no aporta información alguna sobre su techo o su muro. Generalmente, su contacto con la Fm. Tireo se produce mediante una zona fuertemente tectonizada de escala insular (zona de falla de San José-Restauración). En su disposición original, la Fm. Ventura se apoya discordantemente sobre aquélla, hecho observable nuevamente en la Hoja de Padre Las Casas, concretamente en las proximidades de la confluencia entre los arroyos Guarico y Hondo, y deducible del trazado de su contacto cartográfico en el área de El Portezuelo, donde se aprecia su progresivo acuñaamiento, hasta desaparecer en el Alto del Escuchadero (Hoja de Gajo de Monte) donde la Fm. Jura se apoya directamente sobre la Fm. Tireo. Por todo ello y por la fuerte distorsión que presenta la unidad, su espesor es variable y desconocido, aunque, en cualquier caso, debe superar

ampliamente 1.000m. 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 granulometría y selección variables, con una composición que varía de litarenita a arcosa lítica. Se observan fragmentos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, en proporciones muy variables, así como granos de plagioclasa (15-30%), cuarzo (hasta 30%), fragmentos de chert (hasta 35%), hornblenda, fragmentos de rocas carbonatadas y restos resedimentados de Foraminíferos y Algas rojas; como accesorios aparecen sulfuros (1-6%), micas (1%) y turmalina (trazas). La matriz, constituida por filosilicatos, varía entre 10 y 15%, en tanto que el cemento calcáreo, no siempre presente, puede llegar al 15%.

En los tramos de areniscas masivas se han identificado bases canalizadas muy laxas, aunque predominan las morfologías tabulares; también se han reconocido numerosas estructuras sedimentarias y especialmente tractivas: huellas tractivas de base, laminación paralela, fenómenos de fluidificación y convolución de las láminas, estructuras de carga, 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 a sus 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.

Los tramos de alternancias diluidas son los más variados y abundantes en la Hoja, reconociéndose fundamentalmente facies de *basin plain* y *channel levée*. Las primeras incluyen granoclasificación positiva incipiente, laminación paralela, *ripples*, huellas tractivas de base, colapsos de pequeña envergadura y pistas de organismos pelágicos. Por lo que respecta a las segundas, han sido reconocidas en base a estructuras producidas por corrientes oscilatorias (*wave ripples* y laminación ondulada), junto con granoclasificación positiva muy incipiente. También se han reconocido 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 realizó a partir de flujos dirigidos preferentemente hacia el ESE y SE, si bien se han medido valores contrapuestos hacia el NO, NE y SO, correspondientes probablemente a depósitos de expansión lateral.

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 contenido fosilífero resulta extraordinariamente pobre, estando restringido a escasos Radiolarios, nannofósiles, Moluscos y Equinodermos, entre ellos *Globigerina sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Globorotalia sp.*, *Gyroidina* y *Zygodiscus sp.*, que no permiten excesivas precisiones acerca de la edad de la unidad, cuyo techo queda acotado, en cualquier caso, por la atribución al Eoceno Medio de la suprayacente Fm. Jura (unidad 6). 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 regionales 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.

Como se aprecia en diversas secciones de la región, resulta extremadamente difícil reconstruir la geometría de los afloramientos de la Fm. Ventura como consecuencia de su constitución litológica y la intensa deformación sufrida. No obstante, muestran una tendencia generalizada a configurar anticlinorios apretados de orientación general NO-SE y vergencia hacia el SO. En buena parte de los casos el grado de apretamiento provoca la creación de fallas inversas y cabalgamientos que con frecuencia han sido retocados por la acción de desgarres de orientación E-O.

2.2.1.2. Formación Jura (9) Calizas tableadas blancas y grises. Localmente, conglomerados polimícticos. 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 anteriormente 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. Abuilot 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 de San José de Ocoa y Padre Las Casas) en posición equiparable a las de la sierra de Neiba.

Se trata de 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. Presenta numerosos cortes de calidad, generalmente bastante parciales; entre ellos cabe destacar los existentes a lo largo del río Las Cuevas, entre Naranjito (Hoja de Padre Las Casas) y La Piedra Colorada.

Su aspecto general es el 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. Localmente, se observan intercalaciones métricas de conglomerados polimícticos blancos, cuya representación cartográfica no ha sido posible; no obstante, esta litología ha sido diferenciada en las Hojas de San José de Ocoa y Azua, donde se encuentra mejor representada, especialmente en la primera. 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 (Fig.2.7).

Localmente, a techo de la 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 del Jura suprayacentes, se efectúa de modo gradual, mediante la intercalación de niveles lutíticos rojos y la progresiva disminución de los niveles calcáreos. Pese a las dificultades para realizar medidas precisas del espesor total de la unidad, éste parece guardar una cierta uniformidad en la región, con valores próximos a 200m.

Con mucho, los tipos petrográficos más abundantes son micritas y biomicritas (*wackestone*), 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 60-90%, en tanto que los aloquímicos, integrados por fósiles, varían entre 10 y 40%, con eventual presencia de *pellets* (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.

De forma esporádica se han reconocido 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, abundando 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.

Los tramos conglomeráticos se han reconocido como intercalaciones, principalmente en la base de la unidad; aparecen en niveles de orden decimétrico a métrico, tratándose en algunos casos de brechas; su cemento calcáreo confiere tonos blancos al conjunto. Los cantos, de hasta 10cm de diámetro, corresponden esencialmente a rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, así como a intraclastos carbonatados con fauna nerítica y cantos blandos margocalcáreos. Las capas poseen aspecto masivo y morfología

tabular o canalizada, pudiendo observarse de forma ocasional estructuras de base deformadas por carga, estratificación cruzada, ondulada y *ripples* de oleaje.

El depósito de la Fm. Jura tuvo lugar en ambientes de afinidad pelágica y su gran extensión regional, con respecto a la Fm. Ventura, apunta a un dispositivo en rampa carbonatada en la que la cuenca, probablemente, 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. La presencia de intercalaciones volcánicas en algunos puntos de la región denuncia inestabilidad en la cuenca, relacionada probablemente con la aproximación y posterior colisión entre el Gran Arco de Islas de la placa Caribeña y la plataforma de las Bahamas de la placa Norteamericana.

El contenido faunístico es muy alto, llegando a constituir más del 60% de algunas muestras, destacando por su abundancia los Foraminíferos planctónicos. En particular, el hallazgo en la Hoja de Padre Las Casas de *Morozowella spinulosa* (CUSHMAN), *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Globigerapsis sp.*, *Globigerina af. senni* (BECKMAN), *Orbulinoides 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 tectónica de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, siendo el mejor indicador de su geometría. Aflora a favor de los anticlinales de un tren de pliegues de típica dirección NO-SE y vergencia hacia el SO; debido a ésta, los flancos suroccidentales suelen aparecer verticalizados o invertidos, e incluso afectados por fallas inversas.

2.2.1.3. Capas rojas del Jura (10) Limolitas calcáreas rojas con intercalaciones de niveles de calizas tableadas blancas y grises. Eoceno medio-superior

Se trata de una auténtica unidad de tránsito entre las Fms. Jura y El Número, de las cuales no ha sido individualizada en trabajos anteriores; equivale a parte de la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921). Posee una amplia extensión regional, aflorando entre el valle del río

Las Cuevas y la bahía de Ocoa, lo que junto a su fácil identificación, ha aconsejado su representación cartográfica, en la que aparece a modo de nivel-guía del Cinturón de Peralta. Sus excelentes afloramientos en el valle del río Jura han sugerido la denominación propuesta. Posee varios cortes de cierta calidad dentro de los límites de la Hoja, localizados en el ámbito del río Las Cuevas.

Litológicamente se caracteriza por una alternancia entre limolitas rojizas y grises y calizas blancas en niveles de orden centimétrico a decimétrico, con un marcado aspecto pizarroso; también se reconocen margas, margocalizas y areniscas calcáreas. Su base tiene carácter gradual, mostrando una progresiva disminución de los términos calizos a expensas de los lutíticos, junto con una pérdida de los tonos blanquecinos a favor de los rojos; igualmente, el paso a la unidad suprayacente va acompañado por un enriquecimiento margoso y la pérdida del color rojizo. Su espesor alcanza el centenar de metros.

Al microscopio, los niveles de calizas aparecen como micritas y biomicritas (*wackestone*), con un contenido en aloquímicos de hasta el 25%, casi exclusivamente fósiles, con trazas de óxidos de hierro y sulfuros metálicos.

En las asociaciones de facies de predominio carbonatado, más abundantes en la base de la unidad, son abundantes las estructuras sedimentarias, consistentes en laminación paralela y ondulada, *ripples* de oleaje y de corriente, estratificación *hummocky*, convoluciones, escapes de fluidos, deformación por carga, bioturbación e icnofauna, siendo frecuente la existencia de superficies ferruginosas. Por el contrario, las estructuras escasean en las asociaciones de facies de predominio lutítico, consistiendo en eventual laminación paralela, bioturbación y desarrollo de superficies ferruginosas. Menos frecuentes son las asociaciones de facies de areniscas, que hacia la parte alta de la unidad poseen carácter turbidítico; sus estructuras son las mismas que en las asociaciones de facies de calizas, pero con predominio de las de origen tractivo.

Las Capas rojas de Jura se interpretan como una serie de condensación desarrollada en ambientes de afinidad pelágica, cuyo color rojo deriva probablemente de la concentración de óxidos de hierro y de sulfuros metálicos oxidados rojos. Caracterizan el tránsito de ambientes de rampa carbonatada distal a contextos de cuenca pelágica con sedimentación turbidítica, característicos de la sedimentación de la Fm. El Número.

De entre su elevado contenido faunístico, en el que abundan Globigerínidos, Radiolarios, Equinodermos, Ostrácodos, Textuláridos y espículas, la asociación de *Globigerina af. senni* (BECKMAN), *Globigerina af. venezuelana* (HEDBERG), *Morozowella af. spinulosa* (CUSHMAN), *Turborotalia sp.*, *Globigerinatheka index* (FINLAY), *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN), y *Orbulinoides beckmanni* (SAITO), determinada en Naranjito, en las proximidades de la Hoja, ha permitido su asignación al Luteciense superior, precisión acorde con su inclusión en el Eoceno medio-superior en el resto de la región.

Su papel dentro del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la región es similar al de la Fm. Jura, si bien a escala de afloramiento su respuesta a la deformación difiere como consecuencia de su distinta competencia, que se manifiesta en el caso de las Capas rojas por medio de una marcada esquistosidad.

2.2.1.4. Formación El Número (11) Alternancia de margas marrones y niveles decimétricos de turbiditas, esencialmente calcáreas. Eoceno superior

Los afloramientos existentes en el ámbito de la sierra de El Número llevaron a Dolan (1989) a la citada denominación para la unidad superior margosa tratada previamente por él mismo (1988). Su similitud litológica con respecto a las facies margosas de las Fms. Ventura y Ocoa (en su acepción actual) ha provocado que en el pasado, materiales pertenecientes a la Fm. El Número hayan sido atribuidos a alguna de éstas. En cualquier caso, equivale, al menos en parte, a las Fms. Plaisance de Vaughan et al. (1921), Ocoa de Arick (1941) y Las Cuevas de Wallace (1945). Por otra parte, al Suroeste de la Cuenca de Azua-San Juan no existen facies margosas que se puedan correlacionar con la Fm. El Número, cuyos equivalentes parecen encontrarse en facies calcáreas dentro de la Fm. Neiba.

Posee una amplia representación en la región, especialmente en la vecina Hoja de San José de Ocoa. Pese a ello, su naturaleza litológica hace que sean escasos los cortes de calidad y, en cualquier caso, muy parciales. Dentro de la Hoja, sus mejores observaciones pueden llevarse a cabo en el río Las Cuevas.

A grandes rasgos (Fig.2.8), se trata de una monótona sucesión margosa que intercala niveles turbidíticos de calizas y areniscas de orden decimétrico, espaciados entre sí a intervalos superiores a 1m, con un espesor inferior a 150m en todos los cortes observados, pero que en conjunto puede superar 3.000m; en el seno de esta litofacies dominante, se

reconoce un tramo intermedio caracterizado por la intercalación de niveles de megaturbiditas (unidad 12), así como un tramo superior que intercala calizas y calcarenitas (unidad 13).

El paso a las infrayacentes Capas rojas del Jura (unidad 10) tiene carácter gradual, produciéndose la desaparición de las intercalaciones de calizas y los tonos rojizos que caracterizan a aquéllas en favor del contenido margoso y las tonalidades grisáceas y marrones de la Fm. El Número. La naturaleza discordante de la suprayacente Fm. Ocoa está respaldada por su contacto cartográfico regional, confirmándose en el afloramiento del río Ocoa, dentro de la Hoja de Azua.

Como se ha señalado, la presente unidad constituye el término general de la Fm. El Número, cuyo tramo inferior carece de intercalaciones de entidad cartográfica, alcanzando 500m de espesor; es una alternancia de carácter diluido entre margas y calizas y areniscas, de modo que la proporción de las primeras supera el 90%. En el tramo intermedio, cuyo espesor alcanza 1.500m, se han diferenciado dos megacapas carbonáticas, de gran expresión morfológica y continuidad lateral en la Hoja de San José de Ocoa, donde se han reconocido ocho; en ellas se distingue un término desorganizado inferior, de orden decamétrico, y un término superior calcarenítico, de orden métrico. Por lo que respecta al tramo superior, con una potencia preservada de hasta 1.000m, se caracteriza por la intercalación de hasta tres niveles de calizas bioclásticas y calcarenitas.

Al microscopio, las areniscas, cuyo tamaño de grano varía considerablemente (0.1-3mm), presentan una gran similitud con las de la Fm. Ventura, clasificándose como litarenitas feldespáticas. Predominan los fragmentos de rocas volcánicas (40-50%), con una elevada proporción de plagioclasas (30-40%) y moderada de cuarzo (10-15%); la matriz está integrada por filosilicatos, en una proporción inferior al 10%, con sulfuros (1%), micas (1%) y turmalina (trazas) como accesorios.

Los niveles de areniscas turbidíticas muestran geometría claramente tabular, granoclasificación positiva y abundantes estructuras sedimentarias, consistentes en laminación paralela, huellas tractivas de base (*flute cast* mayoritariamente), estructuras por deformación de carga, *convolute lamination*, fluidificación, *ripples* (a veces de tipo *climbing*) y eventuales desarrollos de carga residual con cantos blandos e intraclastos calcáreos, interpretadas como facies de tipo pelágico en condiciones más someras que las

correspondientes a la Fm. Ventura, de tipo abisal. Las paleocorrientes registradas ofrecen una considerable dispersión, si bien predominan las dirigidas hacia el ESE.

En conjunto, la Fm. El Número constituye un gran ciclo de somerización marcado por el desarrollo de facies de cuenca pelágica a muro, el predominio de facies de talud en la parte intermedia y la presencia de facies de plataforma carbonatada hacia techo. Sus representantes marginales no han sido preservados (o al menos no afloran), pero probablemente corresponderían a una plataforma mixta con coexistencia de facies carbonatadas someras y sistemas deltaicos terrígenos, de acuerdo con el predominio de depósitos pelíticos y el contenido siliciclástico de las capas turbidíticas.

Son escasos los restos fosilíferos hallados, que además suelen aparecer recristalizados y resedimentados; entre ellos cabe señalar Globigerínidos, Rotálidos y dudosos Textuláridos y Equinodermos, que únicamente han permitido su asignación al Eoceno. De cualquier manera, las Capas rojas del Jura acotan la edad de su base, al igual que la Fm. Ocoa acota la de su techo, por lo que la Fm. El Número se ha enmarcado en el Eoceno superior, al igual que en trabajos precedentes (Dolan et al., 1991).

La Fm. El Número aparece en el núcleo de los apretados sinclinales del sector suroccidental de la Hoja, dentro del típico cinturón de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta; su geometría puede ser fácilmente reconstruida gracias a las intercalaciones de los tramos intermedio y superior y a la presencia de la Fm. Jura en sus flancos. En cualquier caso, su grado de deformación resulta muy superior al observable sobre la discordancia de base del suprayacente Grupo Río Ocoa, junto con el que se sumerge hacia el Noreste a modo de rampa bajo la Fm. Tiro.

2.2.1.5. Formación El Número (12) Calcarenitas y margas y calcarenitas de carácter turbidítico. Ocasionalmente megaturbiditas. Eoceno superior

La presente unidad está integrada por los niveles desorganizados intercalados en el tramo intermedio de la Fm. El Número, aflorantes exclusivamente al Sur de La Piedra Colorada. Pese a que no poseen corte de detalle alguno, su resalte morfológico y sus dimensiones han sugerido la individualización cartográfica de dos de ellos, frente a los ocho reconocidos en la Hoja de San José de Ocoa, donde además se encuentran mejor representados. Además, su

presencia a modo de resalte morfológico es uno de los pocos indicadores de la estructura de la Fm. El Número.

Se caracterizan por el desarrollo de niveles desorganizados de orden decamétrico, con *slumping* y *debris flow*, en su parte inferior, culminando mediante niveles calcareníticos de orden métrico; su espesor conjunto se aproxima a 20m, habiéndose considerado megaturbiditas.

Su término basal está integrado por brechas calcáreas y depósitos de *debris flow* de alta densidad formados por clastos de calizas, calizas margosas y calcarenitas, no litificados antes de su depósito; la matriz, margosa o margocalcárea es rica en restos de Foraminíferos bentónicos, incluyendo granos de cuarzo dispersos. Por encima se aprecian depósitos de transporte en masa de baja densidad, consistentes en margas con clastos calcáreos dispersos, de dimensiones variables. La capa calcarenítica superior suele desarrollar un *lag* microconglomerático discontinuo, con cantos subredondeados de rocas volcánicas, cuarzo, intraclastos y fósiles. Con frecuencia, entre ambos términos se preserva un intervalo margoso de decantación de potencia decimétrica a métrica.

Esta asociación muestra una marcada granoclasificación positiva. Las capas calcareníticas presentan morfología subtabular, a veces con marcados acñamientos o canalizaciones en su base; las estructuras más frecuentes son estratificación paralela de alto régimen de flujo, huellas tractivas de base, estratificación cruzada de bajo ángulo y *cosets* de *ripples*, con frecuencia de tipo *climbing*, a techo.

Se interpretan como facies de talud, dentro de la tendencia somerizante de la Fm. El Número, culminada por la presencia de plataformas carbonatadas a techo, representadas por la unidad 13.

Su contenido fosilífero corresponde claramente a resedimentaciones, por lo que carece de valor cronológico. En cualquier caso, por su inclusión en la Fm. El Número se ha enmarcado en el Eoceno superior.

2.2.1.6. Formación El Número (13) Calizas masivas o estratificadas, frecuentemente fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y brechas. Eoceno superior

Son el constituyente característico del tramo superior de la Fm. El Número, proporcionando al terreno un claro resalte morfológico con respecto a la sucesión margosa que constituye el término general de la formación; al igual que la unidad anterior, su destacada morfología resulta de gran ayuda a la hora de reconstruir la estructura de la Fm. El Número. Se han diferenciado tres niveles pertenecientes a la presente unidad, de los que los dos superiores desaparecen hacia el Noroeste, sin que pueda afirmarse de forma concluyente si se debe a un cambio lateral de facies o a los efectos erosivos de la suprayacente Fm. Ocoa.

Su mejor corte se localiza en el río Las Cuevas, concretamente en el paraje del mismo nombre. Allí se presentan como una intercalación de calizas fosilíferas y calcarenitas tableadas y en bancos, con intercalaciones de conglomerados y brechas que alcanza 200m de potencia.

La parte inferior de la unidad está integrada por calcarenitas y calizas bioclásticas y micríticas, dispuestas en niveles tableados. En la parte superior se desarrollan facies de aspecto masivo correspondientes a calizas bioclásticas, micríticas y oolíticas con estratificación cruzada a gran escala.

Al microscopio se aprecia una cierta variedad en la proporción de los componentes texturales y sus tamaños. El contenido fosilífero es apreciable en todos los casos, llegando a sobrepasar el 60%, con un bajo contenido terrígeno en el que destacan los fragmentos de roca (hasta 4%), con aparición accidental de óxidos de hierro (1%) y sulfuros (hasta 3%). El contenido micrítico suele superar el 70%, si bien se han observado valores inferiores al 25%; ocasionalmente aparece cemento esparítico en proporciones inferiores al 10%. Predominan las biomicritas (*wackestone*), clasificándose como biomicruditas los términos más groseros.

Se observa organización de tipo estratocreciente. Los términos tableados presentan estratificación *hummocky* y *swalley*, laminación paralela y *ripples* de oleaje, señalando su relación genética con procesos de tormentas; las calizas micríticas masivas incluyen Serpúlidos y Corales, interpretándose como facies bioconstruidas; tanto los términos masivos como los bioclásticos pueden presentar estratificación cruzada de gran escala, *wave ripples* y estratificación bimodal y sigmoidal, asimilándose a complejos de barras

submareales. En el mencionado corte del río Las Cuevas se han observado intercalaciones de 1 a 10m de espesor de conglomerados y brechas, a las que se asocian niveles tableados decimétricos de *grainstones*; en estos términos los clastos de procedencia volcánica, derivados de la Fm. Tireo, pueden llegar a ser mayoritarios, apareciendo en una matriz calcárea junto con clastos de esta misma naturaleza derivados de la destrucción de las facies anteriormente descritas.

En conjunto se interpretan como facies de plataforma carbonatada, en la cual los términos tableados representan facies del margen de la misma, en la que eventualmente irrumpirían los términos conglomeráticos y brechoides mediante transporte en masa. Dicha plataforma sufrió igualmente importantes desarrollos bioconstruidos y constituyen la culminación del ciclo de somerización que representa la Fm. El Número.

Entre su abundante contenido fosilífero se encuentran Globigerínidos, Radiolarios, espículas de Esponjas, Foraminíferos bentónicos, Algas rojas, Briozoos, placas de Equínidos y fragmentos de Ostrácodos, que no han permitido precisar la edad de la unidad, que ha sido incluida en el Eoceno superior por su pertenencia a la Fm. El Número.

2.2.1.7. Granitoides (18) Tonalitas. Eoceno

Las intrusiones de granitoides forman un conjunto volumétricamente importante dentro de la Cordillera Central. A pesar de ello y del interés de su significado en el contexto evolutivo de la isla, son relativamente escasos los trabajos que han prestado su atención a ellas. Fue Lewis (1982) el primer autor en resumir sus características petrológicas y geoquímicas, así como en discutir sus posibles mecanismos de emplazamiento, si bien anteriormente Bowin (1960 y 1966) y Palmer (1963) las habían citado en sus áreas de trabajo, en tanto que otros autores habían abordado cuestiones puntuales de algunas intrusiones (Kesler et al., 1977; Feigenson, 1978) o de dataciones de las mismas (Kesler y Sutter, 1977). Datos más recientes, la mayoría de índole cronológica, han sido puestos al día por Kesler et al. (1991).

Estos granitoides se distribuyen de forma más o menos continua a lo largo del eje central de La Española, orientado según NO-SE; se trata de un conjunto de intrusiones individuales y sus complejos de diques asociados. Aunque en detalle cada plutón presenta características petrológicas y geoquímicas propias, así como una edad comprendida en un intervalo de 40 a 50 m.a., en general todos se aproximan a un patrón geoquímico general,

razón por la que Lewis (1982) sugirió que el conjunto de las intrusiones actualmente aflorantes podría representar la manifestación superficial de un enorme batolito, de gran continuidad bajo la Cordillera Central.

Dentro de los dos grupos de granitoides diferenciados en las Antillas Mayores en función del diagrama TAS (Lewis 1977 y 1982), los de La Española se encuadran en el grupo de las intrusiones tonalíticas pobres en potasio; entre los representantes principales de este grupo se distinguen rocas máficas y ultramáficas, tonalitas foliadas y tonalitas sin foliar, siendo éstas últimas los únicos representantes de la Hoja de Sabana Quéliz, donde además aparecen en condiciones de afloramiento deficientes. No obstante, es preciso señalar que los tres tipos señalados se encuentran bien representados en la vecina Hoja de Arroyo Caña, donde han sido objeto de un estudio exhaustivo durante la realización del presente proyecto.

Las manifestaciones tonalíticas de la Hoja de Sabana Quéliz se localizan en su sector suroriental, correspondiendo a cuatro deficientes afloramientos encajados en la Fm. Tireo; su proximidad sugiere que tal vez correspondan a un mismo plutón. Tres de ellos poseen reducidas dimensiones (La Grama, Carmona y firme de Los Almendros), en tanto que el restante, el más oriental, se prolonga por la Hoja de Arroyo Caña, donde alcanza unas dimensiones próximas a 50km², habiendo sido denominado plutón de la laguna El Ojo de Agua; la descripción de la unidad se basa en las observaciones realizadas en éste debido a la intensa meteorización desarrollada sobre los afloramientos citados.

No presentan fábrica deformativa interna, intuyéndose localmente fábricas magmáticas ligadas al emplazamiento, mostrando a escala de afloramiento aspecto masivo. Los contactos suelen ser netos y no desarrollan aureola de contacto de relevancia en la Fm. Tireo.

Predominan las tonalitas de grano medio, con hornblenda, aunque localmente pueden aparecer tipos cuarzo-dioríticos y granodioríticos. Los tipos más ácidos corresponden a leucotonalitas y trondjhemitas con diques aplíticos y pegmatíticos. En lámina delgada aparecen como rocas holocristalinas, de subequigranulares a porfídicas con textura panidiomorfa. Como minerales fundamentales aparecen plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa microclinizada y esfena, en tanto que como accesorios lo hacen circón, ilmenita,

magnetita, sulfuros metálicos y óxidos de hierro y titanio; como secundarios se observan actinolita, clorita, mica marrón, mica blanca, sericita, albita, epidota, prehnita y rutilo.

La plagioclasa es de tipo labradorita-andesina y forma cristales milimétricos con zonado normal u oscilatorio. La hornblenda, de color pardo, aparece en cristales idiomorfos con raras inclusiones de clinopiroxeno. La ortosa microclinizada presenta texturas peritíticas en venas y parches, ocupando generalmente posiciones intersticiales; con frecuencia se presenta en proporciones accesorias. La secuencia de cristalización se inició con la formación de hornblenda y plagioclasa que, con proporciones modales similares, constituyen el 70% del volumen de la roca, continuando mediante la formación de cuarzo, esfena y feldespatos potásicos.

En cuanto a la edad de emplazamiento de las intrusiones tonalíticas, su encajamiento en niveles carbonatados de la Fm. Tiro datados como maastrichtianos, permite considerarlas claramente como post-cretácicas. Por otra parte, la presencia de abundantes fragmentos tonalíticos en la unidad conglomerática de la Fm. Ocoa, acota su edad más reciente en el Eoceno superior, lo que las enmarca en el intervalo Paleoceno-Eoceno superior en base a sus relaciones espaciales con los restantes materiales de la zona.

No obstante, las dataciones radiométricas realizadas en un buen número de tonalitas no foliadas arroja edades muy variadas (Kesler et al., 1991) y, en algunos casos, contradictorias, como ocurre con la edad de 81 m.a. obtenida por dichos autores en el *stock* de la Yautía. En cualquier caso, el hecho de que la mayor parte de las dataciones existentes se agrupen en el intervalo 70-40 m.a., respalda en principio la edad sugerida por las relaciones espaciales, si bien debe buscarse una explicación para las edades anómalas existentes.

2.2.2. Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)

Trabajos previos han individualizado dentro del Grupo Río Ocoa las formaciones Ocoa, El Limonal y Majagua (Heubeck, 1988):

- La Fm. Ocoa (Eoceno superior) puede alcanzar 3.000m de espesor y posee una gran heterogeneidad. Predominan las litologías pelíticas, que intercalan delgados niveles siliciclásticos, observándose asimismo niveles conglomeráticos y carbonatados, si bien

su rasgo más característico es la presencia de masas olistostrómicas entre las que se encuentran olistolitos que pueden alcanzar dimensiones kilométricas.

- La Fm. El Limonal (Oligoceno) está constituida fundamentalmente por conglomerados de hasta 4.000m de potencia que pueden apoyarse directamente sobre la Fm. Tireo.
- La Fm. Majagua (Mioceno inferior) posee una gran heterogeneidad litológica, con presencia de calcarenitas, areniscas siliciclásticas y conglomerados, pudiendo llegar a 3.500m de espesor.

En la región, el Grupo Río Ocoa posee una considerable superficie de afloramiento en el sector situado al Sur de Constanza, tanto en la presente Hoja como en las de San José de Ocoa y Azua (Fig.2.9). Por el contrario, su representación es mínima en las Hojas de Constanza y Yayas de Viajama, estando totalmente ausente en el sector occidental de la región, sin que se pueda confirmar si tal ausencia se debe a falta de depósito o a erosión posterior. Se ha reconocido sin ningún género de dudas la Fm. Ocoa, merced especialmente a sus característicos niveles olistostrómicos, siendo más dudosa la presencia de la Fm. El Limonal, a la que podrían corresponder las potentes masas conglomeráticas del área septentrional, en cuyo caso el techo del conjunto se situaría en el Oligoceno; de cualquier manera, esta idea no ha podido ser confirmada, por lo que todos los afloramientos se han incluido en la Fm. Ocoa y, por tanto, en el Eoceno superior.

En su acepción moderna, la Fm. Ocoa fue definida por Heubeck (1988), quien junto con Dolan (1988, 1989) ha puesto orden a la estratigrafía del sector suroriental de la Cordillera Central. En su acepción original, Arick (1941) propuso este término para la franja de materiales fundamentalmente arcillosos que se extienden desde el Sur de San José de Ocoa hasta el sector de Padre Las Casas; esta definición ha causado posteriormente una gran confusión, ya que dicha franja incluye realmente tanto al Grupo Río Ocoa como al Grupo Peralta. Más recientemente, Bourgois et al. (1979), propusieron la denominación “Eoceno con bloques de Ocoa” para el conjunto en cuestión.

El Grupo Río Ocoa se dispone discordantemente sobre el Grupo Peralta, tal como se puede apreciar en diversos puntos de la región y como se deduce de su contacto cartográfico. Además, la disposición en *onlap* del Grupo Peralta sobre la Fm. Tireo entre las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas, sugiere una disposición similar para el Grupo Río Ocoa

con respecto al sustrato cretácico, como se aprecia en la Hoja de Constanza y se intuye en la de Sabana Quéliz, pese a que en ésta el contacto observable entre ambos grupos parece de naturaleza tectónica. En cuanto al techo del conjunto, no aflora en la zona, habiéndose reconocido exclusivamente en la terminación suroriental de la Cordillera Central, donde está marcado por la discordancia sobre la que se dispone el Grupo Ingenio Caei (Heubeck, 1988).

En la Hoja de Sabana Quéliz existen buenos cortes parciales de la Fm. Ocoa, que han permitido individualizar dos tramos principales: conglomerático y margoso (Fig.2.10). El tramo conglomerático (unidad 15) constituye la práctica totalidad de la serie en el sector septentrional, siendo sustituido hacia el Sur de forma progresiva por el tramo margoso (unidad 14), que llega a ser dominante en el sector meridional. Es ésta la unidad más característica de la Fm. Ocoa en la región, predominando en ella las margas y fangos con intercalaciones rítmicas de areniscas de espesor centimétrico a decimétrico, que pueden presentarse bajo aspecto ordenado o caótico, en este último caso englobando típicos olistolitos de diverso origen; las dimensiones de los olistolitos sólo han permitido su individualización cartográfica en casos en los que se encuentran incluidos en el tramo conglomerático (unidades 9 y 17). Por último, ambos tramos de la Fm. Ocoa incluyen niveles interestratificados de calizas, diferenciados igualmente cuando su envergadura así lo ha permitido (unidades 16 y 17); en caso de confirmarse la correlación del tramo conglomerático con la Fm. Limonal, sería lógico pensar en la equivalencia entre el nivel calizo superior y la Fm. Majagua.

2.2.2.1. Formación Ocoa (14) Alternancia de margas y fangos ocres con niveles centimétricos y decimétricos de turbiditas calcáreas y siliciclásticas. Eoceno superior

Se trata de la unidad más representativa de la Fm. Ocoa, según su acepción moderna (Heubeck, 1988), equivaliendo tan sólo parcialmente a la misma en su acepción antigua (Arick, 1941); también está incluida en el "Eoceno con bloques de Ocoa" (Bourgeois et al., 1979). Sus mejores afloramientos se localizan en el sector meridional, donde constituye el tramo inferior de la formación, destacando por su calidad los cortes del río Las Cuevas y de la carretera San José de Ocoa-Constanza; también aparece en los parajes de Tomatillo y Nizao, a modo de intercalación, dentro del tramo conglomerático (unidad 15), así como en el sector oriental, en este caso en una banda paralela al cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Cinturón de Peralta.

A nivel regional, siendo el conjunto más representativo de la Fm. Ocoa es a la vez el de estratigrafía más compleja, reconociéndose en él diversas litologías, sin que se pueda establecer orden estratigráfico alguno entre ellas. Sin embargo, en el ámbito de la Hoja se presenta como una monótona sucesión de lutitas bien estratificadas, entre las que se intercalan, rítmicamente, delgados niveles de areniscas finas y, en menor medida, calizas, siendo ocasional la presencia de olistolitos, tan característicos al Sur de la región. También son típicas las intercalaciones de conglomerados polimícticos de tonos negruzcos que aumentan espectacularmente su proporción hacia el N-NO.

El constituyente mayoritario es, pues, una monótona sucesión de margas y fangos ocres y oscuros que intercalan niveles de calizas y areniscas siliciclásticas de orden centimétrico a decimétrico, mostrando un aspecto de alternancia diluida; en ausencia de cortes de calidad resulta difícil distinguir estos tramos de los de alternancias de las Fms. Ventura y El Número, aunque los tonos oscuros y el menor espesor de los niveles intercalados parecen indicativos de la Fm. Ocoa. También son características de la Fm. Ocoa las masas lutíticas de tonalidades rojizas y formas poco definidas, que no deben confundirse con las Capas rojas del Jura.

Las areniscas se clasifican como litarenitas y muestran una granulometría muy variable, con predominio de los tamaños medios y finos. Sus constituyentes fundamentales son el cuarzo y los fragmentos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias, cada uno en proporción superior al 30%; también aparecen plagioclasas (5-10%) y fragmentos de rocas metamórficas y calizas, en proporción inferior al 5%, así como sulfuros en cantidades accesorias. Esta composición refleja una clara procedencia de la Fm. Tireo y los cuerpos tonalíticos intruidos en ella.

Como consecuencia de su relación lateral con el tramo conglomerático y de su disposición bajo el cabalgamiento de la Fm. Tireo, su espesor varía notablemente, resultando además muy difícil de precisar debido a la distorsión observada en diversos puntos. De cualquier manera se puede estimar un espesor máximo cercano a 4.000m.

Es típica la presencia de *slumps*, habiéndose observado también huellas de carga, *ripples* de oleaje y estratificación paralela, ondulada y cruzada planar de gran escala, que señalan un ambiente turbidítico para su depósito, con facies de talud y relleno de canal submarino, más abundantes hacia el Sur de la región. Las paleocorrientes medidas (Dolan et al., 1991)

permiten sugerir su depósito en el contexto de un profundo surco, muy subsidente, de orientación semejante al correspondiente al Grupo Peralta, es decir, al Suroeste del arco de islas precursor de la actual Cordillera Central. Regionalmente, la distribución de los niveles conglomeráticos y olistostrómicos intercalados denuncian aportes laterales al surco, procedentes del arco insular ya extinguido; entre este tipo de aportes es preciso resaltar nuevamente la relevancia de las masas de conglomerados aflorantes en la región de Valle Nuevo (Hojas de Sabana Quéliz y Constanza), cuya distribución de litofacies sugiere la existencia de aparatos deltaicos de gran envergadura (Fig.2.11).

No se ha hallado resto fosilífero alguno que permita precisar la edad de la unidad, ni tampoco en las intercaladas en ella. Cabe señalar la presencia de Miliólidos, Textuláridos, Rotálidos, Melobesias, Equinodermos y Lamelibranquios que, al igual que las restantes unidades turbidíticas del Cinturón de Peralta, evidencian procesos de resedimentación. Al Sureste de la región, Bourgois et al. (1979), han señalado la presencia de *Lepidocyclina pustulosa* (DOUV.), *Fabiana cubensis* (CUSH.y BERM.), *Pliolepidina (Eulinderina) sp.*, *Heterostegina sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Discocyclina sp.* y *Heterodictyoconus cookei* (MOBERG.), asociación atribuida al Eoceno superior, al igual que la presente unidad.

La Fm. Ocoa muestra un grado de deformación sensiblemente inferior al evidenciado por el Grupo Peralta, puesto de manifiesto por una serie de pliegues poco apretados de directriz NO-SE, afectados por desgarres de orientación y envergadura variables. Ambos conjuntos se sumergen solidariamente hacia el Noreste, a modo de rampa, bajo la Fm. Tireo, cuyo cabalgamiento forma parte de la zona de falla de San José-Restauración.

2.2.2.2. Formación Ocoa (15) Conglomerados polimícticos masivos. Eoceno superior

Constituyen una de las litologías característica del Grupo Río Ocoa en la región (Heubeck, 1988), en la cual aparecen a modo de intercalaciones de espesor y continuidad muy variables, encontrándose especialmente bien representados en la presente Hoja, donde se trata de la unidad cartográfica de mayor superficie de afloramiento. Por su relación lateral con el tramo margoso (unidad 14), aparece a diferentes niveles estratigráficos. Así, en el sector septentrional conforma la práctica totalidad de la unidad, en tanto que en el meridional constituye la base y buena parte de los términos superiores. Sus mejores cortes se localizan en el ámbito del Alto de la Bandera.

Se trata de conglomerados polimícticos agrupados en bancos gruesos que confieren aspecto masivo a la unidad. Los cantos, de subredondeados a subangulosos, poseen diámetros de orden centimétrico a decimétrico; sus integrantes básicos son rocas volcano-sedimentarias y carbonatadas de la Fm. Tireo, así como las intrusiones tonalíticas encajadas en él. Se encuentran incluidos en una matriz arcillo-arenosa, en ocasiones fuertemente cementada, que confiere tonalidades muy oscuras a la unidad. Ocasionalmente, alberga olistolitos de naturaleza variable, que pueden alcanzar dimensiones kilométricas, en cuyo caso han sido diferenciados en la cartografía. Debido a su relación lateral con el tramo margoso, su espesor varía sensiblemente, debiendo superar 500m en el sector septentrional, disminuyendo progresivamente hacia el Sur, sentido en el que también disminuye el tamaño de los cantos.

En el sector septentrional se apoya discordantemente sobre la Fm. Tireo, tal como se aprecia en la vecina Hoja de Constanza, respaldando la disposición en *onlap* de la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta sobre el conjunto volcano-sedimentario de arco insular cretácico. Hacia el Sur, su nivel basal posee carácter discordante sobre la Fm. El Número, en una relación confirmada en la región, donde la Fm. Ocoa incide a modo de surco en el Grupo Peralta.

Son muy pocos los rasgos de tipo sedimentológico hallados. En sus apariciones como intercalaciones menores y como tramo basal aparecen como un depósito muy desordenado, de tipo *debris flow*, interpretándose como depósitos de talud dentro del contexto general de la Fm. Ocoa. En cuanto a su afloramiento principal, tan sólo se han reconocido cicatrices erosivas y estratificación cruzada planar que, añadidas a su contexto estratigráfico y a la distribución de litofacies de la formación (Fig.2.11), sugieren su depósito en relación con un destacado episodio deltaico que, procedente de las áreas emergidas al Norte, irrumpiría en la cuenca en la que se estaba depositando el tramo margoso anterior (unidad 14).

Los escasísimos restos fosilíferos hallados se encuentran incluidos en los cantos, por lo que carecen de valor determinativo. Por su relación con el resto de la Fm. Ocoa, la presente unidad se ha incluido en el Eoceno superior, sin que deba descartarse su pertenencia, al menos parcialmente, al Oligoceno.

2.2.2.3. Formación Ocoa (16) Calizas tableadas y en bancos, grises y blancas. Eoceno superior

Se trata de un nivel intercalado en la parte inferior del tramo margoso de la Fm. Ocoa (unidad 14), habiéndose reconocido exclusivamente al Sureste de la loma Los Corrales; si bien se han reconocido niveles similares en las Hojas de Azua y San José de Ocoa.

Su mejor corte se localiza en el río Las Cuevas. Es una unidad fácilmente reconocible, tanto por su contraste litológico con el resto de la Fm. Ocoa, como por el ligero resalte morfológico que proporciona al terreno con respecto al tramo margoso. Su aspecto general es el de una monótona sucesión de calizas y calcarenitas tableadas blancas, grises en corte fresco, estratificadas en niveles de orden decimétrico, que recuerdan en gran medida a la Fm. Jura; en menor proporción, se observan niveles de areniscas, conglomerados y brechas. Tanto su techo como su muro tienen carácter neto. Su potencia alcanza el centenar de metros, disminuyendo hacia el Noroeste, sentido en el que llegan a desaparecer.

Petrográficamente presentan cierta variedad textural, *con wackestones, packstones y grainstones*, con un abundante contenido fosilífero, que permite asignar el tipo dominante a biomicritas. Son frecuentes las evidencias de recristalización y resedimentación. Los niveles conglomeráticos muestran un predominio de los cantos de naturaleza volcánica y volcano-sedimentaria, en tanto que las brechas son de composición carbonatada.

Entre las estructuras sedimentarias observadas cabe destacar estratificación paralela, cruzada y ondulada, así como *ripples* de oleaje. Su depósito parece estar relacionado con el margen de una rampa carbonatada de reducida extensión.

Entre los restos faunísticos se encuentran abundantes Radiolarios y Foraminíferos planctónicos que no han permitido precisar la edad de la unidad, que por su pertenencia a la Fm. Ocoa ha sido incluida en el Eoceno superior.

2.2.2.4. Formación Ocoa (17) Calizas masivas y en bancos con niveles de conglomerados calcáreos. Eoceno superior

Se trata de un nivel intercalado entre los términos superiores de la Fm. Ocoa, limitado a techo y muro tanto por el tramo margoso (unidad 14) como por el conglomerático (unidad

15), disponiéndose como una estrecha franja paralela al cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Grupo Río Ocoa.

Su escasa y deficiente representación no permite excesivas precisiones sobre su cronología, estratigrafía y sedimentología; en cualquier caso sus mejores observaciones pueden realizarse en los ríos Nizao y Malo. Está constituida por un conjunto eminentemente carbonatado y groseramente estratificado en bancos de orden métrico que en ocasiones confieren aspecto masivo al conjunto; en menor proporción se observan niveles de conglomerados calcáreos de orden métrico.

Al microscopio se reconocen como biomicruditas (*rudstone*) y biomicritas (*mudstone-wackestone*), con un elevado contenido fosilífero (60-90%), que destaca sobre el componente micrítico (10-25%); ocasionalmente se observan *pellets* (hasta 15%), fragmentos de rocas (hasta 5%), cuarzo (hasta 2%) y trazas de feldespatos y óxidos de hierro.

Ante la escasez de estructuras sedimentarias halladas, su contexto estratigráfico, su contenido faunístico y sus microfacies sugieren su depósito en un ambiente de plataforma, instalada en la región una vez colmatado el surco que caracterizaría el depósito de la Fm. Ocoa.

Son muy abundantes los restos fosilíferos hallados en la prolongación de la unidad por la Hoja de San José de Ocoa, entre los que se encuentran Foraminíferos bentónicos, placas de Equínidos, Algas rojas y verdes, Briozoos, Corales, Miliólidos, Radiolarios y espículas de Esponjas, que no han permitido precisar su edad, habiéndose asignado al Eoceno superior por su inclusión en la Fm. Ocoa, sin que deba descartarse su pertenencia al Oligoceno e incluso al Mioceno inferior.

2.3. Cuaternario

El registro cuaternario se encuentra muy desigualmente distribuido por toda la Hoja, pudiendo establecerse en ella dos grandes grupos. Por una parte, los materiales más antiguos son de naturaleza volcánica y se encuentran ampliamente representados por la mitad occidental. Por otra, los depósitos más recientes poseen origen sedimentario y pese a su variedad presentan una reducida extensión.

2.3.1. Cuaternario volcánico

La profusión de materiales volcánicos de edad pliocena y cuaternaria constituye uno de los rasgos más peculiares de la región. Su presencia en el sector suroccidental de La Española ha sido puesta de manifiesto desde los trabajos pioneros de Vaughan et al. (1921) y confirmada posteriormente por numerosos autores, cuyos estudios se centraron en áreas y temas variados; entre ellos cabe destacar por su interés para el presente trabajo los de OLADE (1980), Electroconsult (1983), Vespucci (1982, 1986) y García y Harms (1988).

Sus afloramientos en territorio dominicano se han dividido en dos grandes conjuntos: los más occidentales, agrupados en torno a San Juan, poseen afinidad alcalina y se correlacionan con los del territorio haitiano; por el contrario, los más orientales, localizados en el área de Constanza-Yayas de Viajama, de afinidad calcoalcalina predominante, presentan mayores variaciones petrológicas, así como una mayor dispersión temporal. La representación cartográfica de dichos afloramientos evidencia una importante influencia de la estructura. Por lo que respecta a la génesis de ambos conjuntos, parcialmente coetáneos, es un tema sin una resolución totalmente satisfactoria en la actualidad.

La zona objeto del presente estudio se encuentra íntimamente relacionada con la región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama. A grandes rasgos, los afloramientos de ésta se distribuyen por una banda de dirección NE-SO de unos 30km de ancho, comprendida entre el valle de Constanza (NE) y el valle de San Juan-Llano de Azua (SO), con una amplia y variada representación en las Hojas de Padre Las Casas, Sabana Quéliz y Yayas de Viajama, superior en cualquier caso a la de las Hojas de Gajo de Monte, Constanza, San José de Ocoa y, especialmente, Pueblo Viejo, donde tan sólo aflora en el paraje conocido como El Mogote, que constituye la manifestación volcánica más meridional de la región.

La morfología de los afloramientos sugiere una tendencia migratoria de los centros efusivos en sentido SO-NE, confirmada por las dataciones radiométricas existentes (OLADE, 1980; Electroconsult, 1983; Vespucci, 1986), que señalan edades superiores a 2 m.a. en las proximidades de Yayas de Viajama, donde los centros de emisión son de difícil reconocimiento, e inferiores a 0.5 m.a. cerca de Constanza, donde las coladas se adaptan fielmente a la red fluvial actual; no obstante, la escasez de las dataciones invita a tomar con cautela cualquier tipo de generalización. La distribución morfológica y temporal permite la

diferenciación de dos provincias volcánicas: Yayas de Viajama-Padre Las Casas, al Suroeste, y Valle Nuevo, al Noreste.

La provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas posee una gran cantidad de afloramientos de pequeñas dimensiones, con frecuencia centros de emisión difíciles de reconocer en el paisaje por la notable acción de la morfogénesis cuaternaria sobre ellos; ante sus variaciones composicionales y texturales, resulta difícil su correlación. A grandes rasgos, parece reconocerse un episodio inicial de composición basáltico-andesítica, seguido inmediatamente por otro de predominio traquiandesítico, observándose en éste una mayor extensión de afloramiento.

Los afloramientos de la provincia de Valle Nuevo (1.2-0.3 m.a.) poseen una continuidad mucho mayor, lo que permite establecer una cronología relativa más fiable entre los diversos episodios. Se reconoce un foco emisor principal integrado por varios centros, en el área Cabacera arroyo Guayabal-Alto de Primera Cañada, foco del que parten radialmente extensas coladas. Tras una efusión basáltica inicial (tal vez correlacionable con la de la provincia suroccidental), se registra una notabilísima reactivación del relieve a través de un episodio de naturaleza traquiandesítica (más moderno que el de la provincia suroccidental), desencadenante de un energético proceso de incisión fluvial que prácticamente ha configurado la red de drenaje actual, de distribución centrífuga. Las últimas manifestaciones, de carácter basáltico, se adaptan fielmente a la red, sugiriendo que su edad podría ser en algún caso incluso más reciente que la señalada por las dataciones existentes.

El citado afloramiento de El Mogote, localizado en la Hoja de Pueblo Viejo, es la única representación contrastada del magmatismo alcalino en la zona. Los datos existentes señalan su desarrollo entre 1.0 y 0.6 m.a. (Electroconsult, 1983), así como su relación espacial con las cuencas sedimentarias neógenas. Se caracteriza por extensas coladas de baja viscosidad, emitidas por cráteres aún reconocibles, distinguiéndose algunos domos. Petrológicamente predominan los tipos de tendencias subsaturadas, como basaltos alcalinos y basanitas.

Wertz (1985) ha propuesto la asignación al magmatismo alcalino de una serie de afloramientos del ámbito oriental del valle de Las Cuevas (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz), algunos de los cuales aparecen como coladas de rocas afaníticas, densas y de tonos oscuros, que recuerdan en gran medida a las de afinidad alcalina. Los estudios

petrográficos realizados no han confirmado concluyentemente esta idea que, en cualquier caso, no debe ser descartada, en espera de nuevos estudios geoquímicos que complementen los existentes, insuficientes para la resolución de diversos problemas ante la cantidad, variedad petrológica y extensión de los afloramientos existentes en la región.

Entre estos problemas se encuentra en primera línea el del origen de los magmas y su explicación en el contexto geodinámico de La Española. El magmatismo dio comienzo hace algo menos de 3 m.a. en relación con procesos mal establecidos, proponiéndose como hipótesis un proceso de subducción (*underthrusting*) incipiente de la litosfera oceánica correspondiente al *plateau* del Caribe, bajo el Gran Arco de Islas, cuyo resultado son las manifestaciones calcoalcalinas; su distribución espacial y temporal sugiere que su emisión estaría condicionada por la aproximación del *ridge* de Beata hacia La Española, en sentido SO-NE. Un cambio en el régimen geodinámico, hace aproximadamente 1 m.a., provocó la actuación de grandes desgarres de orientación cercana a E-O y con ella, el ascenso de magmas alcalinos, de mayor profundidad. Los episodios magmáticos más recientes, no parecen mostrar una correspondencia clara con ninguno de los anteriores, siendo posible la coexistencia de los magmatismos alcalino y calcoalcalino, al menos durante algún tiempo.

En resumen, la escasez de datos geoquímicos (Tabla 2.2) y cronológicos no permite excesivas precisiones relativas al volcanismo plio-cuaternario de la región, pudiendo distinguirse, en cualquier caso, los siguientes eventos:

- Un episodio inicial, de carácter calcoalcalino, registrado en la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, con emisiones de composición basáltica, probablemente sustituidas por las de composición traquiandesítica.
- Un episodio alcalino, de naturaleza básica y mayor dispersión geográfica. Sus variaciones composicionales parecen definir una tendencia migratoria hacia el Este, a diferencia de la tendencia SO-NE de las calcoalcalinas.
- Un segundo episodio calcoalcalino, acontecido en la provincia de Valle Nuevo, con productos basálticos sustituidos nuevamente por traquiandesitas.
- Episodio final, registrado en las proximidades de Constanza, con magmas enriquecidos en potasio, de afinidad dudosa; Esta incertidumbre plantea serias dudas sobre la persistencia del episodio alcalino en la zona.

El volcanismo cuaternario se encuentra excelentemente representado en toda la mitad occidental de la presente Hoja de Sabana Quéliz. Sus materiales más antiguos son basaltos y andesitas (unidad 19), pertenecientes a la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, ampliamente extendidos en el ámbito del valle de Las Cuevas. Una mayor variedad y superficie de afloramiento caracteriza a la provincia de Valle Nuevo, donde los productos más antiguos son basaltos piroxénico-olivínicos (unidad 20) y los más recientes, basaltos (unidad 23); entre la emisión de ambos se produjo la de traquiandesitas (unidad 21), que constituye el episodio de mayor relevancia en la región, y probablemente, la de basaltos con biotita (unidad 22). Las diferenciaciones cartográficas se han realizado en base a criterios litológicos fácilmente aplicables en campo, respaldados por los estudios petrográficos, pero que no obedecen a condicionantes de afinidad geoquímica alcalina o calcoalcalina.

2.3.1.1. Volcanismo cuaternario (19) Basaltos y andesitas. Pleistoceno

Afloran en el sector suroccidental, en un área donde la separación entre las provincias magmáticas de Valle Nuevo y Yayas de Viajama-Padre Las Casas, a la cual pertenecen, no es clara, como también es dudosa la pertenencia de algunos afloramientos al magmatismo de afinidad alcalina o calcoalcalina.

Se reconocen una serie de centros de emisión, todos ellos al Norte del río Las Cuevas, que al ser contemplados desde el Norte, destacan en el relieve sobre las coladas procedentes de Valle Nuevo. De dichos centros parten coladas, en general de baja viscosidad, cuya mejor exposición se observa en el citado río Las Cuevas, justamente en el límite con la Hoja de Padre Las Casas; allí, sobre la serie sedimentaria del Grupo Peralta, se dispone una colada de unos 50m de espesor, con una espectacular disyunción columnar. En otros puntos de la zona, algunas coladas parecen adaptarse al relieve actual.

Predominan con mucho los tipos basálticos, entre los que se reconocen diversas variedades en función de su petrografía y su quimismo, pero la presencia de algunos tipos andesíticos que no han podido ser diferenciados cartográficamente ha obligado representarlos conjuntamente. Entre las variedades basálticas se han reconocido basaltos olivínicos, con una proporción tan alta de este mineral que podrían ser clasificados como picritas en algunos casos, y andesitas basálticas

En general, los tipos basálticos aparecen como rocas grisáceas oscuras de tonos verdosos y aspecto uniforme, generalmente porfídicas, con fenocristales de olivino, en ocasiones transformados a iddingsita, y matriz micro a criptocristalina; la presencia de estos fenocristales sugiere la conexión de estos basaltos con los de la provincia de Valle Nuevo. Por lo que respecta a los tipos de tendencias andesíticas, muestran tonalidades más claras y se suelen observar fenocristales de anfíbol o biotita.

No debe descartarse la relación de los afloramientos basálticos de loma de Sabana Abajo, para los que tal vez sea más correcto emplear el término basanita, al magmatismo alcalino de la región; esta relación fue sugerida por Wertz (1985), quien los clasificó como shoshonitas. Esta posibilidad se sustenta en la elevada fluidez de las coladas, sus tonos muy oscuros y su aparente juventud con respecto a los afloramientos volcánicos situados más al Norte, rompiendo la secuencia temporal SO-NE del magmatismo calcoalcalino en la región; además, algunos basaltos ricos en olivino recuerdan mineralógicamente a los basaltos alcalinos de San Juan, si bien estudios geoquímicos de detalle reflejan ciertas diferencias.

Petrográficamente, los basaltos aparecen como rocas holocristalinas de textura porfídica seriada. Como fenocristales se observa la presencia en todos los casos de olivino y clinopiroxeno y, en ocasiones, anfíbol, lo que permite identificar tipos olivínico-piroxénicos, piroxénicos y olivínico-anfibólicos. La matriz está integrada por un fieltro de microlitos de plagioclasa, con óxidos de hierro y titanio como accesorios. La principal alteración es la de olivino a iddingsita. Las diferencias más destacadas de las andesitas son la ausencia de olivino, la aparición de anfíbol y biotita como fenocristales y la de apatito en la matriz. En función de las proporciones de sus fenocristales, en los tipos basálticos se han reconocido basaltos olivínico-piroxénicos y basaltos andesíticos augítico-olivínicos.

Se carece de datos radiométricos que permitan precisar la edad de la unidad, pudiendo señalarse a este respecto su anterioridad al episodio traquiandesítico de Valle Nuevo, acorde con la pronunciada acción que los agentes erosivos recientes han ejercido sobre ella, razón por la que se ha incluido en el Pleistoceno. De confirmarse su correlación con los basaltos piroxénico-olivínicos de la provincia de Valle Nuevo, podría establecerse su edad en 1.2 ± 0.4 m.a. de acuerdo con la datación efectuada allí mediante K/Ar (Electroconsult, 1983).

2.3.1.2. Volcanismo cuaternario (20) Basaltos piroxénico-olivínicos. Pleistoceno

Presentan tres afloramientos situados en el arroyo Grande y en las inmediaciones de Sabana Quéliz y Valle Nuevo, siendo éste el más extenso y en el que pueden realizarse las mejores observaciones, especialmente en la carretera de Constanza-San José de Ocoa.

Al Norte de Valle Nuevo poseen morfología de coladas de baja viscosidad descendentes en dirección al Valle de Constanza, dispuestas sobre la Fm. Tireo, pudiendo estimarse un espesor de 5 a 10m. La meteorización desarrollada a favor de planos de diaclasamiento ortogonales favorece su típica presencia bajo el aspecto de bloques. En ningún caso se han encontrado los posibles centros de emisión, tal vez ocultos bajo las voluminosas emisiones traquiandesíticas (unidad 21); esta disposición es claramente deducible en diversos puntos, lo que sugiere un ámbito de deposición muy superior al de los afloramientos actuales, así como su posible relación con el conjunto basáltico-andesítico anterior (unidad 19).

Se trata de rocas perfectamente identificables en corte fresco por sus llamativos cristales pardos y, especialmente, verdes, de piroxeno y olivino incluidos en una matriz gris microcristalina. Puntualmente, esta apariencia general sufre modificaciones, reconociéndose facies con fenocristales de menor tamaño, una buena parte de los cuales corresponden a plagioclasa, pero entre los que el olivino prácticamente ha desaparecido.

Al microscopio se reconocen como rocas holocristalinas de textura porfídica seriada en matriz micro a criptocristalina. Como fenocristales aparecen clinopiroxeno, probablemente augita, y olivino; el clinopiroxeno se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos, maclado, zonado, con abundantes fracturas interminerales y en frecuentes agregados glomeroporfídicos, en tanto que el olivino aparece generalmente en cristales idiomorfos y fracturados. La matriz está integrada por microlitos idiomorfos a subidiomorfos de plagioclasa zonada y cristales subredondeados de piroxeno. Como accesorios se observan minerales de hierro y titanio. En las variedades ricas en plagioclasa, ésta forma cristales tabulares con maclas polisintéticas, siendo frecuentes los agregados glomeroporfídicos.

Los análisis disponibles (Vespucci, 1982; Electroconsult, 1983) señalan contenidos altos de Si (53-54%), en cualquier caso intermedios entre los típicos de basaltos y andesitas de afinidad calcoalcalina, Mg (8-9%) y K (1.8-2%), bajos de Al (13-14.5%), Na (2-2-5%) y Ti (0.6-0.7%) y normales de Fe (9-10%), Ca (9-9.5%), P (0.15-0.25%) y Mn (0.15-0.25%); estas

proporciones se reflejan en la presencia normativa de cuarzo, así como en un elevado contenido de piroxeno y magnetita y una baja proporción de ortosa.

En el ámbito de loma Cuchilla, en la vecina Hoja de Constanza, existe una datación efectuada sobre la presente unidad mediante K/Ar (Electroconsult, 1983) que ha señalado una edad de 1.2 ± 0.4 m.a., lo que la convierte en la más antigua de la provincia de Valle Nuevo, confirmando las relaciones cartográficas. Además, por esta razón se ha incluido en el Pleistoceno sin ningún tipo de reservas.

2.3.1.3. Volcanismo cuaternario (21) Traquiandesitas. Pleistoceno

Es la unidad cuaternaria de mayor representación en la Hoja, ocupando la mayor parte del cuadrante noroccidental, así como la de mayor variedad en cuanto a tipos morfológicos y texturales. Son abundantes los centros de emisión, concentrados principalmente en la Cabecera arroyo Guayabal y el Alto de Primera Cañada, cuyo aspecto ha sido suavizado por la acción cuaternaria más reciente, hasta configurar lomas de formas moderadamente abruptas (cabezos), cuya cota supera en todos los casos 2.000m de altitud; ocasionalmente, se reconocen cráteres y con mucha mayor frecuencia, zonas endorreicas cuya génesis está claramente ligada a los procesos de construcción o destrucción del relieve volcánico. De forma radial a los centros de emisión, se extienden potentes coladas de las que aún se conservan desarrollos longitudinales superiores a 7km hacia el Sureste y a 12km hacia el Suroeste, donde llegan a alcanzar las inmediaciones de Guayabal, en la Hoja de Padre Las Casas. Su límite meridional con la provincia volcánica de Yayas de Viajama-Padre Las Casas es poco claro, pero en cualquier caso la presente unidad parece apoyarse sobre los basaltos y andesitas de aquella (unidad 19); hacia el Norte es mucho más evidente su disposición sobre los basaltos piroxénico-olivínicos (unidad 20), aunque es más dudosa su relación con los basaltos con biotita (unidad 22).

En el sector suroriental, la sucesión volcánica se inicia mediante acumulaciones de productos piroclásticos ordenados en capas de orden decimétrico a métrico, separadas por planos netamente definidos; el conjunto posee los típicos tonos blanquecinos que confiere la matriz, destacando entre ella por su color oscuro los fragmentos de mayor tamaño. Esta peculiar facies da paso a la más común, que son coladas grises de elevada viscosidad, cuyo espesor varía notablemente en función del paleorrelieve sobre el que fluyeron, pudiendo sobrepasar 200m. Poseen aspecto fragmentado o escoriáceo en la base y el techo,

encontrándose su mejor exposición en la pequeña cantera abandonada junto a la carretera San José de Ocoa-Constanza, al Norte del paraje de Vallecito; la parte central, masiva, puede mostrar disyunción columnar. En los puntos de emisión se aprecian facies masivas que destacan en el relieve, algunas de las cuales pueden corresponder a pequeños domos o cuerpos subintrusivos, como las del arroyo Guayabal o la loma de Pajón Blanco.

En muestra de mano se diferencian claramente del resto de unidades, de tonalidades más oscuras, apareciendo como rocas grisáceas de tonos claros en las que destacan los fenocristales de plagioclasa de varios milímetros, con agujitas de anfíbol y, con menor frecuencia, biotita y clinopiroxeno.

Petrográficamente se presentan como rocas holocristalinas y esporádicamente hipocristalinas, de textura porfídica seriada, con los fenocristales citados en una proporción comprendida entre 5 y 35%; el anfíbol y la biotita poseen tonos rojos característicos y tendencias idiomorfas, en tanto que el piroxeno puede aparecer en cristales de tamaño variable y tendencias idiomorfas a alotriomorfas y la plagioclasa lo hace en cristales tabulares maclados y zonados de tamaño variable. La matriz muestra unas variaciones más considerables, pues además de la posible aparición de plagioclasa, piroxeno, apatito y minerales de hierro y titanio, pueden aparecer cristales de olivino, con el reborde transformado a iddingsita, o cuarzo.

Los análisis químicos disponibles (Vespucci, 1982; Electroconsult, 1983) han mostrado un contenido moderadamente bajo de Si (57-60%), Al (13-15.5%), Fe (5.75-7.75%), Na (2-4%), Ti (0.6-0.9%) y Mn (0.10-0.15%), una proporción alta de Mg (4-8%) y extremadamente alta de K (3-4%); por lo que respecta a P (0.2-0.4%) y Ca (5-7.5%), se mantienen en torno a valores normales para este tipo de rocas. Normativamente, esta composición no se traduce en resultados espectaculares, siendo tal vez su rasgo más llamativo la variación en las variaciones de albita y piroxenos. Estas rocas se enmarcan en diferentes clasificaciones como traquiandesitas, si bien petrográficamente se pueden diferenciar tipos anfibólicos y augítico-anfibólicos. En presencia de hiperstena normativa también pueden ser clasificadas como latitas.

Una datación radiométrica por el método K/Ar (Vespucci, 1986) tomada en el paraje de Los Robles ha señalado una edad inferior a 1 m.a. para una colada traquiandesítica, datación que, aunque ambigua, confirma su posterioridad al episodio traquiandesítico de la provincia

de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, así como al basáltico descrito anteriormente (unidad 20), tal como se ha deducido de sus relaciones geométricas. Por otra parte, la envergadura de la acción de los agentes externos sobre la unidad y la edad atribuida al magmatismo de la región hacen que se descarte su edad holocena, razón por la que se ha asignado al Pleistoceno.

2.3.1.4. Volcanismo cuaternario (22) Basaltos con biotita. Pleistoceno

Afloran exclusivamente en el paraje de los aserraderos de la vertiente septentrional del Alto de Primera Cañada, apareciendo bajo unas condiciones de observación muy deficientes, que únicamente permiten su identificación, sin que puedan realizarse precisiones de tipo textural o geométrico. Anteriormente han sido identificados como basaltos con flogopita (Vespucci, 1982 y 1986), pero los estudios petrográficos efectuados han señalado la presencia de biotita y no de flogopita.

El afloramiento señalado corresponde a una colada, de espesor probablemente cercano a 20m, cuya dirección de flujo sería hacia el Norte. La infructuosa búsqueda de su punto de emisión sugiere que éste se encuentra actualmente soterrado bajo la unidad traquiandesítica (unidad 21) y, por tanto, ésta es más moderna, o bien, con menor probabilidad, los basaltos con biotita corresponden a una emisión “anómala” dentro del episodio traquiandesítico.

Se trata de una roca de color gris, aspecto vesicular y prácticamente afanítico, en la que se distinguen algunos cristales de biotita y piroxeno de tamaño milimétrico, siendo muy frecuentes las inclusiones de xenolitos, que pueden superar 1cm de diámetro.

En los estudios petrográficos se muestran como rocas holo e hipocristalinas de textura porfídica seriada, con matriz de aspecto fluidal. Como fenocristales se observan clinopiroxeno y biotita; el piroxeno, probablemente augita, aparece en cristales idiomorfos a subididomorfos, maclado, zonado y con tendencia a formar agregados glomeroporfídicos, en tanto que la biotita posee un intenso color rojo y aspecto idiomorfo. La matriz está compuesta por plagioclasa criptocristalina y, ocasionalmente, olivino con corona de reacción a iddingsita. Como accesorios se observan apatito y óxidos de hierro y titanio.

Los análisis químicos disponibles (Vespucci, 1982) han señalado valores similares a los promediados en basaltos de series calcoalcalinas de Si (49.5-51%), Al (15.5-16-5%), Ca (6-

7%) y Mn (0.1-0.2%), siendo inferiores a ellos los valores de Fe (6.5-7.0%), Na (1.5-2%) y Ti (0.5-1%), ligeramente superiores los de Mg (6.5-7.5%) y P (0.3-0.4%) y muy superiores los de K (3.5-4%). Esta composición se traduce en la presencia normativa de cuarzo, baja proporción de diopsido y elevada de ortosa y anortita.

Con respecto a su edad, existe una datación por K/Ar de una muestra del afloramiento de los aserraderos (Vespucci, 1986), que ha arrojado una edad inferior a 1 m.a., demasiado ambigua para precisar su relación con la unidad traquiandesítica. Este valor, unido a su relación con la morfogénesis más reciente, ha sugerido su inclusión en el Pleistoceno.

2.3.1.5. Volcanismo cuaternario (23) Basaltos. Pleistoceno

Aparentemente, se trata de la unidad volcánica más reciente en la región, presentando tan sólo tres afloramientos de reducidas dimensiones al Noreste del Alto de la Bandera; su acceso resulta muy difícil, pudiendo realizarse sus mejores observaciones en el valle del río Grande, en la vecina Hoja de Constanza.

Se han reconocido dos centros de emisión de reducidas dimensiones, en la base del cerro Piedra de Martín y en el valle de la Piedra de Manuel. De ellos parten sendas coladas de baja viscosidad de tipo "*intracanyon*" que fluirían con facilidad hacia el Norte por los valles del río Grande y del arroyo Alto de la Bandera, respectivamente, sin que en el primer caso exista continuidad actualmente entre el centro y la colada.

A cierta distancia, la colada del río Grande evoca un depósito de terraza en la que el fuerte encajamiento fluvial deja al descubierto un espesor cercano a 20m. No obstante, en muestra de mano aparecen como rocas grises de aspecto homogéneo y afanítico, reconociéndose en detalle como basaltos con pequeños cristales de olivino y piroxeno.

Al microscopio aparecen como rocas hipocristalinas de textura porfídica seriada con fenocristales de olivino y piroxeno. El olivino se presenta en cristales subidiomorfos con corona de alteración a iddingsita, en tanto que el piroxeno aparece en cristales zonados y maclados que con frecuencia forman agregados glomeroporfídicos. La matriz es vítrea, con cristales criptocristalinos de probable plagioclasa y minerales de hierro y titanio como accesorios.

Las dataciones radiométricas efectuadas sobre este episodio efusivo mediante K/Ar (Electroconsult, 1983) han señalado valores de 0.3 ± 0.2 m.a. y 0.5 ± 0.3 m.a., los más recientes de toda la región, en total acuerdo con la apariencia de sus afloramientos. En cualquier caso, su relación con la morfología más reciente en la zona sugiere que podría ser más moderno incluso, habiéndose asignado al Pleistoceno en cualquier caso.

2.3.2. Cuaternario sedimentario

Los depósitos sedimentarios cuaternarios presentan escasa variedad, al menos al ser comparados con los desarrollados en la Cuenca de Azua-San Juan y su área litoral. Su desarrollo está directamente condicionado por el relieve generado por los procesos volcánicos anteriores. Así, la elevación del territorio ligada a éstos, no sólo favoreció la aparición de un clima periglacial, sino también el lógico desarrollo de los procesos gravitacionales y un fuerte encajamiento de la red fluvial, puesto de manifiesto especialmente en los valles de los ríos Nizao y Las Cuevas.

2.3.2.1. Fondos endorreicos (24) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno

Los depósitos de carácter endorreico poseen numerosos afloramientos, la mayor parte de los cuales se encuentran relacionados con el relieve volcánico (unidad 25) o con el ambiente periglacial (unidad 29). En la presente unidad se ha incluido el afloramiento de la depresión de Carmona, cuyo origen no permite su asignación a ninguno de dichos grupos.

La depresión de Carmona es la de mayores dimensiones de la Hoja y se encuentra íntimamente relacionada con la intensa meteorización de los materiales tonalíticos subyacentes, cuyo producto de alteración es un depósito eminentemente arcilloso de tonos rojos. Una vez creada la depresión, su carácter endorreico favorecería el depósito de arcillas y limos de tonos oscuros debido a la presencia de materia orgánica. Resulta difícil calcular la potencia del depósito, aunque puntualmente podría superar la decena de metros.

No existen criterios que permitan precisar su edad, habiéndose incluido en el Pleistoceno-Holoceno por criterios regionales.

2.3.2.2. Fondos endorreicos de origen volcánico (25) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno

Constituyen el depósito de pequeñas depresiones que muestran una acusada tendencia al encharcamiento, de forma groseramente redondeada o elipsoidal; la génesis de estas depresiones está directamente relacionada con la creación de edificios volcánicos que las aislaron de la red de drenaje, o tal vez, en algún caso, con el desplome del relieve volcánico. Obviamente, sus manifestaciones se encuentran distribuidas entre los afloramientos volcánicos cuaternarios, siendo las más destacadas las de Vallecito de Carlos, Valle Nuevo y Santa Rosa, aunque pueden estar parcialmente recubiertas por depósitos más tardíos de distinto origen.

Se trata de arcillas y limos grises con restos de materia orgánica, cuyo espesor resulta desconocido, si bien en este tipo de depósitos suele oscilar entre 1 y 3m. Por su relación con el relieve volcánico, no cabe duda de que se trata de un depósito cuaternario, sin que sea posible precisar su edad.

2.3.2.3. Glacis (26) Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno

Poseen en general un escaso desarrollo, disponiéndose a modo de piedemontes y localizándose en las vertientes de los principales valles; configuran pequeñas plataformas elevadas sobre el cauce actual, en algunos casos más de 100m. Con mucho, su mayor desarrollo se localiza al Oeste de Sabana Quéliz, si bien en esta zona se prestan a confusión con depósitos volcánicos. En efecto, allí el relieve desciende suavemente de Norte a Sur constituyendo una superficie que podría corresponder a un glacis o a una colada traquiandesítica emitida por los centros de la Cabecera del arroyo Guayabal; no obstante, el hallazgo de fragmentos basálticos dentro del predominio traquiandesítico y la presencia de cantos redondeados ha invitado a adoptar un origen sedimentario para los niveles más superficiales.

Predominan las gravas, de composición variable en función de su área madre, observándose fundamentalmente rocas volcánicas, volcanoclásticas y calcáreas; el tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 1m de diámetro. Las arenas aparecen en menor proporción, mostrando una composición de tipo litarenítico. En cuanto a las arcillas, en algunos casos pueden ser la litología dominante, proporcionando tonalidades rojas al conjunto. Son

escasas las estructuras sedimentarias halladas, destacando las bases erosivas y los cuerpos canalizados. Su espesor, aunque variable, puede sobrepasar 50m.

El encajamiento de la red fluvial actual con respecto a estos depósitos ha sugerido su inclusión en el Pleistoceno; no obstante, la tasa erosiva observada en relación con los últimos huracanes en la isla (David, Georges), sugiere que, al menos los niveles más bajos, corresponden al Holoceno.

2.3.2.4. Terrazas medias-altas, terrazas bajas-medias (27, 28) Gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Los principales sistemas de terrazas corresponden a los ríos Las Cuevas y Nizao, aunque en ningún caso poseen un desarrollo espectacular, al menos en relación a la entidad de ambos ríos. Ante la falta de relación entre los distintos niveles, en buena parte debido a la precariedad de referencias altimétricas, se han establecido dos grupos: terrazas bajas-medias, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial actual con cotas de +1-5m con respecto al cauce; y terrazas medias-altas, para todas aquéllas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a superar +20m.

Litológicamente están constituidas por gravas en las que predominan los fragmentos tonalíticos, volcano-sedimentarios de la Fm. Tireo, volcánicos de edad cuaternaria, conglomeráticos eocenos y carbonatados cretácicos y eocenos, aunque también puede observarse cualquier componente paleógeno en función del área fuente. La granulometría es muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1m. Las arenas aparecen como una litología subordinada, con composición arcósica y litarenítica.

Aunque no existe un corte tipo de estas unidades, son numerosos los puntos que muestran aspectos parciales de las mismas en los valles de los ríos Las Cuevas y Nizao. Se observan cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. Su espesor, variable, suele oscilar entre 1 y 5m.

Pese a que no existen criterios determinantes sobre la edad de cada nivel, no cabe duda de que los inferiores son holocenos y los más altos, pleistocenos, razón por la que en conjunto se han incluido en el Pleistoceno-Holoceno, si bien existe una gran incertidumbre en cuanto a los niveles intermedios.

2.3.2.5. Fondos endorreicos de origen periglacial (29) Arcillas y limos oscuros. Holoceno

Constituyen una serie de depresiones groseramente circulares o elípticas distribuidas por las zonas de altitud superior a 2.000m y que probablemente se vieron afectadas por un clima periglacial en épocas recientes. En general son de pequeñas dimensiones, destacando entre ellas la de La Nevera que, junto con la de Nizao, son las de mejor acceso al localizarse en la carretera Nizao-San José de Ocoa. Ambas se presentan como suaves depresiones de fondo plano tapizado por vegetación típica de zonas frías y encharcadas, sin que exista corte alguno representativo de su depósito.

Tan sólo puntualmente se reconocen arcillas y limos de tonos oscuros, característicos de zonas de drenaje deficiente y abundante materia orgánica. No se dispone de datos sobre su espesor, que probablemente se encuentre entre 1 y 3m. Por lo que respecta a su génesis, nada puede afirmarse concluyentemente, aunque su aspecto recuerda poderosamente a los depósitos de ambiente periglacial e incluso su tapiz vegetal evoca sus típicos céspedes almohadillados. Buena parte de ellos señalan de forma inequívoca su pertenencia al Cuaternario e incluso su estrecha relación con valles recientes, razón por la que se han asignado al Holoceno.

2.3.2.6. Deslizamientos por reptación (30) Arcillas, cantos y bloques. Holoceno

Las elevadas pendientes de la zona convierten a los depósitos de gravedad en uno de los depósitos más abundantes de la misma, destacando entre ellos la presencia de los deslizamientos. Su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas y elevadas pendientes y favorecida por la presencia de agua en el subsuelo.

Dentro de este grupo se distinguen diversos tipos cuya delimitación resulta difusa en buena parte de los casos; la mayor parte de ellos se engloban en la siguiente unidad, dentro de los denominados deslizamientos por gravedad, en tanto que en la presente se han incluido exclusivamente aquéllos incluidos en el tipo *creep* o deslizamientos por reptación. Su composición está directamente condicionada por la del área madre, tratándose en todos los casos de un conjunto heterogéneo de arcillas, cantos y bloques procedentes de la Fm. Ocoa. Su espesor es muy variable, incluso dentro del propio deslizamiento, estimándose valores máximos próximos a 20m.

Sus representantes se localizan por el sector oriental, destacando por sus dimensiones el de la loma La Chorrea. Su principal diferencia con respecto a los restantes deslizamientos es la bajísima velocidad de desplazamiento, que en cualquier caso responde a fenómenos rítmicos o estacionales que implique variaciones del grado de humedad, que a su vez conlleven procesos de expansión-retracción. Por su adaptación al relieve actual se han asignado al Holoceno.

2.3.2.7. Deslizamientos por gravedad (31) Arcillas, cantos y bloques. Holoceno

Al igual que en el caso de la unidad anterior, su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas y elevadas pendientes y favorecida por la presencia de agua en el subsuelo, aunque a diferencia de ella, su velocidad de desplazamiento es más elevada. Pese al abrupto relieve de la zona, se encuentran escasamente representados, destacando sus afloramientos de la cañada Los Limoncillos, Quita Sueño y el Alto de Piedra.

Su litología varía obviamente en función de la de su área de cabecera. Así, en el primero de los afloramientos señalados se observan litologías arcilloso-margosas que pueden englobar cantos y bloques de naturaleza carbonatada y conglomerática, en tanto que en los restantes predominan los términos volcánicos y volcanoclásticos. Lógicamente, su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. Por su relación con el relieve actual se han incluido en el Holoceno.

2.3.2.8. Conos de deyección (32) Gravas, arcillas y arenas. Holoceno

Son depósitos frecuentes en el ámbito de Palma Cana, en el valle del río Las Cuevas, escaseando en el resto de la Hoja. Su depósito se produce por la llegada de aportes procedentes de valles estrechos a valles más amplios; en ocasiones, la proximidad entre fuentes de aporte da lugar a coalescencia de varios conos.

A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas, de composición muy variable en función del área madre, englobadas en una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como dentro del mismo debido a su geometría; en cualquier caso, los de mayores dimensiones deben superar 20m en su sector medio. En cuanto a su edad, se han incluido en el Holoceno por su relación con la red fluvial actual.

2.3.2.9. Coluviones (33) Cantos, arenas y arcillas. Holoceno

Pese a las importantes elevaciones existentes en la Hoja, ni poseen excesiva representación en ella, ni se han encontrado ejemplares dignos de mención. Su morfología es muy variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas.

Son depósitos de reducido espesor, de orden métrico, y litología muy variable, directamente influida por la composición de su área de origen. En general, predominan los cantos heterométricos subangulosos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.3.2.10. Fondos de valle (34) Gravas y arenas. Holoceno

Pese a la profunda disección fluvial del relieve de la región, se trata de depósitos con escasa representación en la Hoja, debido fundamentalmente al carácter angosto de los valles; los más destacados corresponden a los ríos Nizao y, especialmente, Las Cuevas, que además han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges, tanto en cuanto a los procesos de tipo erosivo como sedimentario se refiere. Evidentemente, no cabe duda de su edad holocena.

Las gravas son su constituyente principal; son gravas redondeadas heterométricas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 3m, ni tampoco las arenas. Su composición también es muy variable, pero en los grandes ríos y arroyos refleja en gran medida la constitución del área de Valle Nuevo: rocas volcánicas cuaternarias, conglomerados polimícticos eocenos y rocas carbonatadas cretácicas y eocenas, así como rocas volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5m.

3. TECTÓNICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la Hoja de Sabana Quéliz y su evolución tectónica. No obstante, ya que ésta forma parte de un contexto geológico más amplio, son frecuentes las referencias regionales, especialmente las relativas a la zona de trabajo del presente proyecto. Como preámbulo, se hace una exposición del complejo contexto geodinámico de La Española y de las más aceptadas hipótesis evolutivas de la placa del Caribe, en cuyo margen septentrional se encuentra ubicada esta isla. Posteriormente se contempla el marco geológico-estructural de la zona de estudio, enumerándose los principales dominios y estructuras que directa o indirectamente intervienen en ella. A continuación se describe en detalle la estructura interna de cada uno de estos dominios referida principalmente al ámbito de la Hoja y su entorno más inmediato.

3.1. Contexto geodinámico de La Española

La isla de La Española forma parte del denominado Gran Arco del Caribe, una cadena de arcos de isla que desde Cuba hasta el Norte de Colombia y Venezuela, circunda marginalmente la placa del Caribe (Mann et al. 1991b). El sector septentrional de este arco, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de las Bahamas. Esta colisión, muy posiblemente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo, 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al., 1991)(Fig.3.1). En el segmento correspondiente a La Española, situado entre estas dos islas, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento definitivo de todas las unidades del arco-isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del Jurásico superior-Cretácico inferior (Mann et al., 1991b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret, 1990; Pindel, 1994) (Fig.3.2). En sectores al Oeste de la zona de estudio (Hoja a escala 1:100.000 de Bonaó), la presencia de una importante discordancia regional en el Aptiano-Albiano, así como el contraste en el estilo de la deformación por encima y por debajo de la misma,

permiten separar los procesos relacionados con el desarrollo y evolución del arco en dos: los relacionados con la tectónica pre-Albiana, y los relacionados con la tectónica del Cretácico superior-Eoceno.

En la Hoja de Sabana Quéliz y su entorno más inmediato, los procesos relacionados con la tectónica pre-Albiana no tienen registro, mientras que el intervalo Cretácico superior-Paleógeno inferior está dominado por los procesos magmáticos derivados de la subducción con polaridad al SO, que dieron lugar al desarrollo principal del arco de islas. Entre estos procesos magmáticos cabe destacar el depósito extensivo de la Fm. Tireo y la intrusión de volúmenes importantes de granitoides a lo largo del eje de la Cordillera Central-Massif du Nord.

Así, los primeros procesos tectónicos propiamente dichos registrados en la Hoja, se produjeron como consecuencia de la convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa Norteamericana resultando, a partir del Eoceno, en el desarrollo de imbricaciones internas en el basamento de arcos de islas y en la deformación de la contigua unidad de Peralta como un cinturón de pliegues y cabalgamientos con vergencia SO. Más en detalle, esta deformación se contempla en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del *plateau* oceánico del Caribe, que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual mar Caribe), bajo el moribundo arco de islas (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al; 1991).

Posteriormente, hay que considerar la tectónica de desgarres, cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir del Mioceno (hasta la actualidad), una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieron soldados. A escala geodinámica, 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 el *plateau* oceánico; produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del surco de Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al; 1991b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto insular (Fig 3.3). 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 (*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).

En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann et al., 1991a). Esta falla, también con movimiento sinistral, tiene un desarrollo regional de más de 1.200km y forma el límite meridional del surco de 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 las dos estructuras mencionadas. 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 sobreimpuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes en una banda de dirección E-O de 10 a 15km de anchura.

Otro elemento estructural a considerar en la región es el *ridge* de Beata (Heubeck y Mann, 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del *plateau* oceánico del Caribe con una dirección NNE-SSO, transversalmente a los límites meridional de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), el *ridge* de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como un *indenter* que, empujado desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy, 1997), colisionó con el sector central de La Española, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia del *ridge de Beata* en la zona de estudio es muy localizada y se limita al *offshore* de la bahía de Ocoa, sus efectos afectan a un amplio sector de la misma. A él se asocia una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio *indenter* que, a modo de corredor con una anchura superior a 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).

Por último, hay que hacer mención, por sus implicaciones neotectónicas, al volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, de naturaleza calcoalcalina dominante, especialmente en la zona de estudio, aunque en sus estadios finales también se registran emisiones de carácter alcalino. Este volcanismo tiene una amplia representación en la zona al disponerse en una banda de unos 20km de ancho orientada según NNE-SSO y que atraviesa las Hojas de Yayas de Viajama, Padre Las Casas, San José de Ocoa, Sabana Quéliz, Gajo de Monte y Constanza. Para algunos autores (Mann et al., 1991c) el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y el *ridge* de Beata, así como la similar edad de sus movimientos migratorios, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén del todo 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.

3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La Hoja de Sabana Quéliz se localiza en el flanco suroccidental del sector central de la Cordillera Central, si bien sus sectores septentrional y oriental se pueden considerar como parte de la zona axial de esta cadena. Los dominios estructurales representados en la Hoja son, de NE a SO, el basamento y el Cinturón de Peralta, si bien el esquema regional se completa con la presencia de la Cuenca de Azua-San Juan hacia el Suroeste (Figs.3.4 y 3.5):

- El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). Los sectores más suroccidentales de este basamento, entre ellos los correspondientes a la zona de estudio, están representados por la formación o terreno (estratigráfico) de Tireo, el cual consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, perteneciente al Cretácico superior. La estructura interna de este basamento, difícil de descifrar por los fuertes relieves y su dificultad de acceso, se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO, cuya dirección varía desde la aproximadamente E-O de los sectores más septentrionales de la zona (Hoja de Constanza) a la N-S de los más meridionales (Hoja de San José de Ocoa), mediante

un brusco giro localizado en el sector nororiental de la presente Hoja de Sabana Quéliz.

- El Cinturón de Peralta, también descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivières-Peralta, consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior- Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco (*back-arc*) que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). En su sector suroriental, Heubeck (1988), Heubeck et al. (1991) y Dolan et al. (1991) han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que, en algún caso, pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta, (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa, (Eoceno medio-Mioceno inferior), y Grupo Ingenio Caei, (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la zona de estudio, sólo el Grupo Peralta está representado por todas sus formaciones (Ventura, Jura y El Número), mientras que del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal, (Ocoa), quedando las suprayacentes (El Limonal y Majagua), así como todo el Grupo Ingenio Caei, circunscritos a sectores más surorientales, incluidos en el cuadrante a escala 1:100.000 de San Cristóbal.

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

dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas con respecto a las Antillas Mayores, proceso que pudo haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el Cinturón de Peralta. La cartografía de la parte del cinturón, y zonas contiguas, 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 expuestos.

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

La Cuenca de Azua-San Juan se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas por la evolución estructural de éste. Los domos o estructuras anticlinales anteriormente mencionados, no son sino una respuesta del sustrato de la cuenca al avance de la deformación hacia el antepaís a medida que progresaba la convergencia, posiblemente oblicua, con el margen

septentrional del *plateau* oceánico del Caribe, supuestamente aflorante en la sierra de Bahoruco (Mann et al, 1991b y c).

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

Como se ha señalado anteriormente, la evolución tectónica de la región comenzó en el Eoceno, una vez que todos los terrenos de arco-isla que forman la Cordillera Central, así como el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al Gran Arco de Islas del Caribe. La ausencia de afloramientos previos al Cretácico superior en la región impone serias restricciones al conocimiento de la evolución anterior a él; por ello, cualquier intento de establecer la estructura interna de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior y su compleja evolución estructural debe efectuarse en base al conocimiento de regiones próximas. Por ello, en caso de interés se sugiere la consulta de las memorias de las Hojas 1:50.000 de Bonao, Hatillo, Villa Altigracia y Arroyo Caña, integradas en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

3.3. Estructura de los principales dominios y de las tectónicas más recientes con incidencia total o parcial en los mismos.

A fin de sistematizar la descripción estructural de la región, a continuación se trata de forma individualizada la estructura interna de cada uno de los dos dominios incluidos en la Hoja

(basamento y Cinturón de Peralta); además, se hace hincapié en la tectónica generalizada más reciente, cuyo principal reflejo en la región tiene lugar en el restante dominio regional (Cuenca de Azua), especialmente a través de la tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad y de la relacionada con la colisión del *ridge* de Beata.

3.3.1. Estructura del basamento

Hasta donde alcanzan los conocimientos actuales de la zona, el basamento de la región corresponde a la Fm. Tireo. Pese a que es una formación relativamente bien conocida desde el punto de vista litológico, son muy escasas y locales las referencias a su estructura interna, las más importantes de las cuales, están recogidas en el trabajo de síntesis de Lewis et al. (1991).

La estructura de la Fm. Tireo está definida por la presencia de una serie de cabalgamientos que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento genéticamente relacionado con el desarrollo de éstas. En las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz se han identificado, por encima del cabalgamiento frontal del basamento, hasta cuatro de estos cabalgamientos que individualizan un mínimo de cinco escamas. Más al Norte, en la Hoja de Constanza, se han cartografiado otros tres cabalgamientos de rango mayor, con una posición estructural suprayacente a los anteriores, lo que daría un total de ocho escamas principales. La identificación de estos cabalgamientos y escamas se ha de realizar en campo ya que la foto aérea es insuficiente. Esta labor es extremadamente difícil dado lo escarpado del relieve, su dificultad de acceso y la ausencia de niveles de referencia fiables que marquen las repeticiones. Por estas razones, no se descarta que el número de cabalgamientos citado sea el mínimo y que futuros reconocimientos de campo revelen una estructura interna aún más compleja.

En la Hoja de Constanza los cabalgamientos tienen una dirección general E-O que pasa a ser N-S a NNO-SSE en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, mediante un brusco giro cuya naturaleza se discutirá más adelante. La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a 45°, siempre hacia el E y N, consecuentemente con sus vergencias generalizadas en sentido opuesto. Las geometrías más probables de los cabalgamientos parecen corresponder, al menos en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, 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 los de los planos de cabalgamiento. Esta geometría implica desplazamientos entre escamas relativamente altos, que en un corte compensado serían difíciles de cuantificar 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 E o N, según las zonas, en el cual las escamas más altas estructuralmente 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 relación al plegamiento, que es singenético al desarrollo de los cabalgamientos, la geometría de “rampa de bloque de techo” sobre “rellano de bloque de muro”, apunta preferentemente a pliegues de “acomodación” (*fold bend folds*), los cuales reproducen la morfología de la lámina cabalgada según van pasando sobre ella (Fig 3.6). Estos pliegues son más comunes en configuraciones litológicas del tipo “multicapa”, en las que no hay una superficie de despegue bien definida, tal y como ocurre en la Fm. Tireo. No obstante, la determinación de la geometría de los pliegues implica estudios específicos fuera del alcance del presente trabajo y no se excluye la presencia de pliegues de propagación (*fault bend folds*) dentro de esta unidad.

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 algunos puntos, como el arroyo Copey, cerca de Quita Sueño; o el río Nizao, a la altura de Desecho Largo (Hoja de Sabana Quéliz) y, como el camino a La Nuez (Hoja de San José de Ocoa), se han podido hacer observaciones puntuales en algunos de estos planos. De ellas se deduce que la deformación asociada a estos cabalgamientos, al menos al nivel estructural representado en las Hojas mencionadas, 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 cataclasita foliada. Estas bandas, de espesor decimétrico a métrico, son frecuentes especialmente 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 60m. En esta localidad, el estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, derivadas de la trituración de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, muestra el desarrollo de un metamorfismo dinamotérmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a facies de los subesquistos verdes, definido por la rehidratación y retrogradación de los minerales ígneos originales (plagioclasa y anfíbol) y que da lugar a un crecimiento de clorita, micas blancas, carbonatos y sericita, a favor de los planos de cizalla anastomosados; también se observan venas rellenas de clorita y cuarzo, sintéticas al sentido de movimiento que, como se deduce de la geometría de la micro y mesofábrica, así como de las abundantes estrías de calcita existentes sobre el plano de falla, es consistente con un desplazamiento del bloque de techo hacia el Oeste.

La Fm. Tireo se pone en contacto con el Cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido (30-45°) 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. 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 el Cinturón de Peralta se resuelve por medio de una discordancia de las Fms. 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 o *tear fault* cuyo reflejo en superficie no está bien definido.

Ascendiendo estructuralmente, la propia Fm. Tireo y por tanto sus imbricaciones internas, están delimitadas por el cabalgamiento del río Yuna, aflorante en sectores más orientales (Hoja de Arroyo Caña). Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm. Tireo, con un desplazamiento desconocido. Un cabalgamiento homólogo a éste, situado en posiciones más orientales dentro de la misma Hoja, es el de la Yautía, generado en el seno del batolito de gabros y gabro-noritas del mismo nombre y que superpone parcialmente los sectores más orientales de éste sobre una intrusión más tardía de tonalitas no foliadas. Estos dos cabalgamientos se caracterizan por ser de tipo dúctil, y a ellos se asocia una intensa deformación retrógrada

con hidratación que da lugar a la formación de fábricas miloníticas y filoníticas que se disponen en bandas subparalelas adyacentes a los planos de cabalgamiento, de espesores superiores a 100m; un análisis detallado de estas estructuras se incluye en la memoria de la Hoja de Arroyo Caña. Aunque la relación de estos dos cabalgamientos con las imbricaciones internas de la Fm. Tireo no está todavía establecida, aquéllos bien podrían representar las primeras, y por tanto más internas y profundas imbricaciones del basamento dentro de la secuencia de propagación “normal” o hacia el antepaís descrita anteriormente. Esta interpretación estaría respaldada por 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 Fm. Tireo, más externos y someros y, por tanto, 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 Sureste 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° (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 la presencia de, al menos, dos fallas normales sobreimpuestas parcialmente a las trazas de los cabalgamientos (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa); éstas serían *drop faults*, es decir fallas normales generadas exclusivamente en el bloque cabalgante para acomodar el exceso de espacio producido en el giro (Fig. 3.7).

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 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 masivos 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”, 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 una 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, 1991), circunstancia no comprobada en el presente trabajo.

3.3.2. Estructura del Cinturón de Peralta

La estructura del sector suroriental del Cinturón de Peralta ha sido objeto de diversos estudios cuyos aspectos más significativos han sido resumidos por Dolan et al. (1991). Destacan las primeras cartografías de Wallace (1945), los estudios bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizado por Bourgois et al. (1979), o la interpretación de Biju-Duval et al. (1983) que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación *offshore* 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, a 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 1.800m 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 Dolan et al. (1991), son fallas inversas, cabalgamientos de tipo frágil y un plegamiento asociado, que parecen afectar a todo el paquete sedimentario del Cinturón de Peralta, a excepción del Grupo Ingenio Caei que las fosiliza, por lo que se atribuyen al Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991), proponen dos fases principales de deformación en el Cinturón de Peralta. La primera tendría lugar durante el Eoceno superior y a ella correspondería la “distorsión” estratigráfica sinsedimentaria del Grupo Peralta, sobre todo de su parte baja. Esta fase puede relacionarse con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos sinestrales a lo largo del límite entre las placas Norteamericana y Caribeña, o también con un corto periodo de convergencia oblicua causada por la colisión de ésta con la plataforma de las Bahamas; la cual repercutiría en el Cinturón de Peralta 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 oblicua 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. 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 realizada en el presente proyecto aporta datos que, si bien en el contexto general son aproximadamente coincidentes 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* señalada, 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.

El Cinturón de Peralta tiene una excelente representación en la Hoja de Sabana Quéliz y sus estructuras están muy bien definidas. Sin embargo, en el estudio de un cinturón de pliegues y cabalgamiento de este tipo conviene tener en cuenta la evolución lateral del mismo, por lo que a continuación también se hará referencia a las estructuras de las Hojas próximas, abordando por separado la descripción del Gr. Peralta y la Fm. Ocoa, dado su diferente estilo de deformación.

3.3.2.1. 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. Aquéllos 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 Gr. 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 (Figs.3.5 y 3.6). 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 de un corte regional (Fig.3.6) y de los cortes que acompañan a cada una de las Hojas.

- En la Hoja de Sabana Quéliz, la serie monoclinial del sector nororiental del Cinturón está ampliamente representada por las Fms. El Número y Ocoa, marcando posiblemente la presencia de una importante rampa en profundidad, que delimita el sector de la Cuenca de Azua-San Juan que actúa como bloque de muro, cobijado bajo el Cinturón de Peralta.
- La zona intermedia, caracterizada por el predominio de pliegues, aparece bien representada en el sector suroccidental de la Hoja y corresponde a aquellos sectores del Cinturón que se sitúan inmediatamente encima de la rampa o sobre su culminación. Esta zona de pliegues está limitada en su frente por un cabalgamiento de gran continuidad lateral e importante salto en la vertical, que en la Hoja de San José de Ocoa se ha denominado cabalgamiento de El Naranjo, pareciendo delimitar una lámina mayor, más o menos bien individualizada. Este cabalgamiento no se encuentra representado en la Hoja de Sabana Quéliz, localizándose a unos 10km de su esquina suroccidental.

- Desde el cabalgamiento de El Naranjo hasta su límite suroccidental, el Cinturón de Peralta consiste en una lámina frontal que ocupa los niveles estructuralmente inferiores y presenta un mayor grado de erosión. En ella hay un mayor desarrollo de cabalgamientos, muy continuos, que hacia el Noroeste de la región parece que tienden a ser sustituidos lateralmente por los pliegues genéticamente asociados a ellos. Obviamente, esta lámina tampoco está representada en la Hoja de Sabana Quéliz y constituye un dominio de gran complejidad que hacia el Noroeste se acuña mediante una rampa lateral (Hoja de Padre Las Casas). Esta lámina se supone localizada por encima de un rellano en el bloque cabalgado (Fig.3.6), geometría que se deduce de la alineación subhorizontal de las charnelas de las estructuras sinclinales, vistas en sección. La profundidad del rellano se ha calculado de forma estimativa, por el método del “exceso de área” en 1-2km.

La zonación descrita parece bastante continua por toda la zona de trabajo (Fig.3.8). Así, la lámina frontal es perfectamente identificable en las Hojas de Padre Las Casas, Yayas de Viajama, San José de Ocoa y Azua; tiene una anchura máxima de unos 8km en las Hojas de San José de Ocoa y Yayas de Viajama, que disminuye hacia el Noroeste y Sureste. En términos generales se puede decir que sus cabalgamientos internos pierden continuidad hacia el Noroeste al ser sustituidos lateralmente por pliegues, dentro de la Hoja de Yayas de Viajama; en el sector noroccidental de ésta última y en la de Padre Las Casas, los cabalgamientos se restringen al sector frontal de la lámina, donde se han cartografiado de dos a tres repeticiones; el giro que el cabalgamiento frontal hace a la altura del río Las Cuevas (Hoja de Padre Las Casas) se interpreta como una rampa lateral, aunque posteriormente dicho giro ha podido ser acentuado por el plegamiento continuado de la zona frontal. Hacia el Sureste, en la Hoja de Azua, los cabalgamientos parecen ser asintóticos, en planta, hacia una rampa oblicua, por lo que en profundidad todos deben enraizar en el cabalgamiento basal.

La zona intermedia de pliegues es la dominante en extensión, pues además de ocupar buena parte del sector suroccidental de la Hoja de Sabana Quéliz, se continúa a través de las Hojas de Padre Las Casas, San José de Ocoa, Yayas de Viajama y Azua. En ella, la deformación se resuelve esencialmente mediante pliegues que, sólo muy localmente y de forma discontinua, evolucionan a cabalgamientos. La distribución de los pliegues es muy similar en toda su extensión, aunque tienden a concentrarse en la zona frontal, donde son más apretados, dando lugar a esporádicos cabalgamientos de escaso desarrollo lateral; por

el contrario, hacia la parte trasera de la lámina, los pliegues son más laxos y pueden llegar a dar zonas ligeramente subtabulares como la que caracteriza el sector Nororiental de la Hoja de Padre las Casas. En la Hoja de Azua, tanto este dominio como el infrayacente sufren un giro de casi 90°, pasando sus estructuras internas de tener la dirección regional NO-SE, a prácticamente N-S en la sierra de El Número; este giro está relacionado con la colisión del *indenter* de Beata durante las últimas fases del plegamiento e imbricación del Cinturón de Peralta.

En realidad, la denominada zona monoclinal forma la parte posterior de la lámina superior. A ella corresponden tanto los niveles estructuralmente más altos del Grupo Peralta como la Fm. Ocoa, que en términos generales presentan un buzamiento bastante uniforme hacia el NE. Esta zona monoclinal ocupa parte del sector nororiental de las Hojas de Azua, San José de Ocoa y Padre Las Casas, así como buena parte de la Hoja de Sabana Quéliz.

En cuanto a la descripción de los principales elementos estructurales, éstos son los comunes a los de cualquier cinturón de pliegues y cabalgamientos:

- Los cabalgamientos presentan trazas de dirección NO-SE, relativamente rectilíneas, denotando buzamientos medios-altos (40-60°). Su continuidad, ya mencionada anteriormente, es notable en la lámina frontal, donde pueden superar 20km de longitud antes de ser sustituidos lateralmente por pliegues. En la lámina superior, sin embargo, los cabalgamientos rara vez alcanzan 5-6km de longitud. Esta longitud es función de los desplazamientos, de tal forma que los cabalgamientos con mayor desarrollo lateral tienen desplazamientos relativamente importantes en el sentido del transporte tectónico, en algunos casos superiores a 1000m, superponiendo términos de la Fm Ventura sobre la Fm. Jura. Sin embargo, los cabalgamientos de menor desarrollo lateral apenas implican pequeñas rupturas de los pliegues a ellos asociados.

Las vergencias de los cabalgamientos son siempre hacia el SO; salvo casos muy puntuales no se han observado retrovergencias. Se desconoce cual es la superficie de despegue de los cabalgamientos, aunque por el contraste reológico, muy bien podría ser el contacto entre las Fms. Tíreo y Ventura, sin que se descarte que dentro de esta última pueda haber varias superficies de despegue. En el corte regional (Fig.3.6), el cabalgamiento basal del Cinturón forma, en el sector frontal del bloque de techo, un rellano dentro de la Fm. Ventura que podría coincidir con el mencionado contacto.

Hacia la parte trasera, el rellano pasa a una rampa que se introduce en el basamento y forma una cuña de la Fm. Tireo que se sitúa sobre la rampa de bloque de muro. En su conjunto, la lámina frontal se pueden definir como un sistema imbricado de cabalgamientos emergentes. En la lámina superior los cabalgamientos no llegan a aflorar, pero se supone que en profundidad existen asociados al desarrollo de los pliegues, tratándose en este caso de un sistema de cabalgamientos ciegos. Estos últimos cabalgamientos se enraízan en el basamento (Fig.3.6), pero también lo podrían hacer en una superficie de despegue que existiera en el contacto entre las Fms. Ventura y Tireo.

- Los pliegues son el otro elemento estructural relevante en el Cinturón, con una obvia relación genética con los cabalgamientos. En términos generales se pueden clasificar como pliegues de propagación de falla (*fault propagation folds*) desarrollados en el frente de un cabalgamiento (*tip point*) como consecuencia del avance de éste. Así lo confirma la común asociación anticlinal-sinclinal, con este último frecuentemente roto por su flanco subvertical o inverso y parcialmente cobijado por el primero. Los ejes son subhorizontales y tanto su dirección, NO-SE, como su vergencia, hacia el SO, son consecuentes con las de los cabalgamientos (Fig.3.6). El plegamiento es concéntrico y está controlado por un mecanismo de *flexural slip* o deslizamiento “capa a capa”, como pone de manifiesto la existencia de frecuentes estrías sobre los planos de estratificación. Los planos axiales son relativamente subverticales, subparalelos o ligeramente más inclinados que los planos de cabalgamiento a los que están asociados. Aunque no es habitual, localmente se observa el desarrollo de una marcada esquistosidad de plano axial producida por un mecanismo de presión-disolución.

En relación con la dirección de los ejes de los pliegues, llama la atención el paralelismo de todos ellos, incluso a lo largo de distancias notables. Este hecho y la ausencia de trenes de pliegues dispuestos en *echelon* sugieren una dirección de compresión máxima aproximadamente perpendicular al Cinturón y no oblicua al mismo, como se deduciría de un régimen transpresivo sinistral propuesto por algunos autores (Dolan, 1988). La dirección del transporte tectónico deducida de los ejes de los pliegues singenéticos a los cabalgamientos, de las líneas de corte y de las líneas de bifurcación es NE-SO, y también viene determinada por otros elementos como las fallas de transferencia del movimiento (*tear faults*) y las rampas laterales. Las primeras

son escasas y en todo caso parecen haber sido parcialmente difuminadas por la fracturación E-O o reactivadas como fallas normales. A ellas podrían corresponder las principales fallas de dirección NE-SO que atraviesan el Cinturón, como la que sigue el curso del río Las Cuevas, en la Hoja de Padre Las Casas, o la del río Jura, en la de Yayas de Viajama. Otras, parecen haber funcionado en profundidad y no tener un reflejo en superficie, como la que desplaza las sierras a uno y otro lado de El Memiso en la Hoja de San José de Ocoa y que puede estar en relación con la rampa oblicua que rompe la continuidad de la lámina frontal al Norte de Las Charcas, en la Hoja de Azua. En el interior del Cinturón se pueden identificar otras posibles rampas laterales/oblicuas de las que quizá la más clara sea la de la loma del río Grande en el sector centro-meridional de la Hoja de San José de Ocoa, deducida por la presencia de un “pliegue esquina” (*corner fold*), es decir, un pliegue en el que las capas sufren un giro en planta de unos 90° por adaptación a la morfología de la rampa.

La restitución de la deformación (pliegues y cabalgamientos) del Cinturón de Peralta en la transversal de la Hoja de San José de Ocoa, ha permitido deducir un acortamiento interno de 10km (38%), cifra a la que hay que sumar un mínimo de 16km correspondientes al desplazamiento del Cinturón sobre la Cuenca de Azua-San Juan.

3.3.2.2. Estructura de la Fm. Ocoa.

En la zona de estudio, la Fm Ocoa forma una pila de sedimentos de más de 4.000m de espesor cuyo aspecto masivo y en ocasiones caótico, muy distinto de la configuración multicapa que caracteriza al Grupo Peralta, dificulta el estudio de su estructura interna. No obstante, la presencia de intercalaciones calcáreas sirve de marcador cartográfico, y pone de manifiesto una estructura esencialmente monoclinal, con buzamientos de 30 a 60° al NE, que es prolongación de la observada en los niveles estructuralmente más altos del infrayacente Grupo Peralta. En sectores surorientales de la región, Heubeck y Mann (1991) describen en esta formación una serie de pliegues anticlinales y sinclinales de gran radio y dirección NO-SE, cuya génesis es similar a la descrita para los pliegues del Grupo Peralta, es decir, son pliegues asociados a cabalgamientos ciegos vergentes al SO, aunque en este caso, los autores mencionados consideran que los cabalgamientos enraízan en el contacto basal de la formación.

Para Heubeck y Mann (1991) este contacto es una discordancia que ha sido fuertemente mecanizada como falla inversa (*Banilejo fault zone* de Wistchard y Dolan, 1990) e incluso llegan a proponer un cierto grado de *underthrusting* del Grupo Peralta bajo la Fm. Ocoa a favor del mismo, que además justificaría el aparente solapamiento de edades entre ambas secuencias. En la zona de estudio, no hay constancia de la citada mecanización, por lo que la zona de falla de Banilejo se considera inexistente. Más bien al contrario, la discordancia basal de la Fm. Ocoa es uno de los elementos cartográficos mejor definidos en la región, donde se puede observar cómo los términos basales de esta formación, generalmente conglomeráticos, incorporan clastos del sustrato e inciden hacia el Sureste sobre términos progresivamente más bajos de la Fm. El Número, configurando una acusada cicatriz erosiva que rebana más de 3.000m de serie en menos de 15km de distancia.

Independientemente de su estructura general, el aspecto más destacado de la Fm Ocoa es su peculiar estructura interna. Esta muestra evidentes signos de una deformación sinsedimentaria, sin duda relacionada con su rápido y, en ocasiones, caótico depósito bajo un fuerte control tectónico. En este sentido, las observaciones realizadas en el presente trabajo discrepan de las expuestas por Heubeck y Mann (1991), para quienes la Fm. Ocoa no presenta ninguna estructura que revele una deformación en un estado de preconsolidación (*soft sediment deformation*), simultáneo o inmediatamente posterior a su depósito, como el que, no obstante, postulan para las formaciones del Grupo Peralta. Como ya se ha discutido en el epígrafe anterior, en el presente estudio no se han encontrado evidencias de una deformación de este tipo en las formaciones del Grupo Peralta, ni tan siquiera en la Fm. Ventura, al menos con la cuantía e intensidad descrita por Witschard y Dolan (1990) y Heubeck y Mann (1991); sin embargo, la mayoría de las estructuras descritas por Witschard y Dolan (1991) en relación con la distorsión de estratos (*stratal disruption*) de la Fm. Ventura, son características, aunque con sus particularidades, en importantes tramos de la Fm. Ocoa. Entre éstas destacan las siguientes:

- Series invertidas o intensamente replegadas, olistolitos incluidos, circunscritas a tramos de espesores decamétricos o hectométricos que están delimitados a techo y a muro por superficies planas. Los pliegues suelen ser isoclinales o abiertos, con ejes horizontales, y su vergencia es generalmente hacia el SO; no obstante, éstos pueden coexistir e incluso pasan lateralmente a pliegues de ejes inclinados o subverticales. Las charnelas curvas son frecuentes.

- Presencia de abundantes fallas de trazas anastomosadas, generalmente subparalelas a la estratificación, cuyas superficies están fuertemente estriadas indicando sentidos de movimiento muy diversos. En los términos más competentes las fallas llevan asociadas zonas cataclásticas de espesores decimétricos en las que la presencia de frecuentes venas y brechas sugieren un proceso dominante de fracturación hidráulica.
- Desarrollo de una microfábrica por cizallamiento, con una intensidad y distribución espacial muy heterogéneas. Esta microfábrica afecta esencialmente a los términos pelíticos, a los que confiere un aspecto escamoso; es del tipo *scaly clay* o *argile scagliose* descrita en *melanges*.
- Estiramiento de las capas competentes, que a modo de *boudins* o facoides de tamaños muy diversos, aparecen envueltos en la matriz pelítica cizallada.

El desarrollo de estructuras en un estado de prelitificación es consecuente y está relacionado con el carácter caótico del depósito de la Fm. Ocoa. De hecho, estas estructuras están asociadas fundamentalmente, aunque no de forma exclusiva, a aquellos tramos en los que la sedimentación es más caótica o de tipo olistostrómico y, sobre todo, al entorno de olistolitos de grandes dimensiones. En la Hoja de Sabana Quéliz, es posible que al menos una parte de los pliegues de dirección NO-SE que afectan a los conglomerados masivos de la Fm. Ocoa sean de origen sinsedimentario. Así lo parece por el pequeño radio de sus pliegues en relación al gran espesor de conglomerados, y por su localización en bandas que desaparecen lateralmente y están limitadas a techo y muro por series monoclinales.

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

La sedimentación del Grupo Peralta es marina, predominantemente profunda, y se relaciona con un surco subsidente abierto al SE en el que se depositaron más de 5.000m de serie. La Fm. Ventura tiene un predominio de facies de lóbulo correspondientes a sistemas de abanicos submarinos profundos (*deep sea fans*) en un contexto de llanura abisal (*basin plane*). La parte superior de la formación, en el tránsito a la Fm. Jura, registra una tendencia a la somerización que está caracterizada por facies muy groseras de canales turbidíticos (pie de talud y talud) y, seguidamente, turbiditas progresivamente más diluidas y más

carbonatadas en facies de *channel levée*. Encima, la Fm. Jura presenta facies pelágicas correspondientes a una rampa carbonatada con eventual influencia de tormentas; normalmente incluye intervalos terrígenos de mayor energía, con desarrollo local de brechas de tipo *debris flow*. El tránsito a la Fm. El Número se realiza por medio de una serie condensada roja, de carácter pelágico; en esta última formación hay un predominio de facies pelíticas depositadas en un ambiente de cuenca pelágica, no abisal, mucho más somera que la de la Fm. Ventura, en la que se intercalan turbiditas de probable origen prodeltaico, muy diluidas, posiblemente de tipo *channel levée*, pero muy pobres en arena. Dentro de esta formación se han reconocido al menos ocho niveles de megaturbiditas que resedimentan materiales de las plataformas carbonatadas de la propia Fm. El Número; la parte superior de la serie corresponde a una somerización multiepisódica, donde se desarrollan hasta cuatro intervalos de plataforma carbonatada.

La Fm. Ocoa es claramente discordante y erosiva sobre el Gr. Peralta. Se trata de una potente serie predominantemente pelítica, de carácter turbidítico, con abundantes depósitos olistostrómicos, propia de ambientes de talud. Su sedimentación se produjo en un surco muy subsidente y alargado, abierto al SSE; este surco estaba delimitado al Noreste por un margen activo (cabalgamiento frontal del basamento) y al Suroeste, por un margen pasivo, posiblemente definido, al menos en parte, por las calizas tableadas de la Fm. Neiba. Al Norte se preservan las facies clásticas someras, representadas por los depósitos fanglomeráticos de la Hoja de Sabana Quéliz; hacia el Sur intercalan sucesivamente términos pelíticos con niveles olistostrómicos, indicando medios de talud, y términos turbidíticos organizados propios de medios de talud, cañón submarino o pie de talud. En el depósito de la Fm. Ocoa se han podido distinguir cuatro episodios evolutivos: 1) etapa de inestabilidad, con desarrollo de las facies desorganizadas basales y olistostrómicas inferiores; 2) etapa de estabilidad relativa, con predominio de términos organizados y desarrollo de niveles de calizas de rampa pelágica carbonatada; 3) etapa principal de inestabilidad, con desarrollo máximo de facies clásticas de origen fan-deltaico y depósitos olistostrómicos y desorganizados correlativos con grandes bloques; y 4) etapa final de estabilidad relativa con depósito de facies heterolíticas más someras.

Con este contexto sedimentológico y considerando las razones expuestas en epígrafes precedentes, la deformación de tipo "*stratal disruption*" que habría afectado a las formaciones del Grupo Peralta en el Eoceno superior, inmediatamente después de su depósito y en un estado de prelitificación, se ha tomado con reservas. En los excelentes

afloramientos de las Fms. Jura y El Número existentes en la zona de estudio, no se ha identificado ningún tipo de “distorsión de estratos”, en el sentido descrito por Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991). Sólomente 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 en el presente trabajo. Por otra parte, estas observaciones cuestionan el funcionamiento del Cinturón de Peralta como un prisma acrecional durante el periodo mencionado.

La falta de registro estratigráfico en la zona de estudio por encima de la Fm. Ocoa, impide aquilatar con más precisión la edad de la deformación. Según Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991), las Fms. El Limonal y Majagua, del Oligoceno-Mioceno inferior, están implicadas en sectores próximos en el cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Cinturón de Peralta, mientras que el Grupo Ingenio Caei (Mioceno medio) lo fosiliza. Estas relaciones estratigráficas sugieren el funcionamiento de esta estructura en el Mioceno inferior (Heubeck y Mann, 1991). El avance del Cinturón de Peralta hacia el Suroeste ha condicionado la estructura de la Cuenca de Azua-San Juan desde, al menos, el Mioceno medio; su cabalgamiento frontal cobija los materiales de la cuenca, incluidos los más modernos, atribuidos al 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-San Juan en el Pleistoceno. En este intervalo, el depósito de la Fm. Ocoa, en buena parte caótico, en un surco turbidítico fuertemente subsidente, marca la implantación de un frente activo, correspondiente al levantamiento y la aproximación del basamento (Fm. Tireo) hacia el Sureste. 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.

3.3.3. Estructura relacionada con la colisión del *ridge* de Beata

El *ridge* de Beata (Heubeck y Mann, 1991), es 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 al límite meridional de la isla La Española y al septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), el *ridge de Beata* funcionó a partir del Plioceno medio como un *indenter* de unos 50km de ancho que, empujado desde el otro margen, colisionó con el sector central de La Española en sentido SSO-NNE, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Previamente y en contraste con esta interpretación, el *ridge* de Beata se había considerado como un desgarre o falla transformante dextral que acomodaba el movimiento relativo entre un área caracterizada por un acortamiento cortical en sentido NE-SO, la Cordillera Central, y otra caracterizada por una subducción (*underthrusting*) a lo largo de la fosa de los Muertos (Matthews y Holcombe, 1976; Ladd et al., 1981; Biju-Duval et al., 1983). En realidad parece que la indentación del *ridge* es el resultado de su resistencia a desplazarse hacia el Sur, lo que provocaría el desarrollo de los retrocabalgamientos en la bahía de Ocoa o a subducir bajo la isla, originando una actuación de su borde oriental como transformante desde el comienzo de la subducción que dio lugar a la fosa de los Muertos.

Como ya describieran Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), los efectos más evidentes de la colisión del *indenter* tienen que ver con las estructuras arqueadas que caracterizan el entorno de la bahía de Ocoa (Fig. 3.9). Estas se refieren tanto al arco de estructuras anticlinales de la Fm. Sombrerito que orlan la bahía, como al propio giro de más de 90° que en sentido horario realizan las estructuras del extremo suroriental del Cinturón de Peralta. Ambas estructuras se desarrollaron simultáneamente como consecuencia de la penetración del *indenter* hacia el NNE y produjeron al mismo tiempo el cierre completo de la cuenca de Azua por el Este.

Los afloramientos arqueados de la Fm. Sombrerito citados, aunque con menores dimensiones, tienen la misma estructura braquianticlinal alargada que la sierra de Martín García y se ha llegado a sugerir (Ramírez, 1995) que podrían representar la prolongación de ésta. Si esto fuera así, el arco que dibujan estas lomas implicaría un desplazamiento mínimo de unos 20km respecto de su posición original. Según se desprende de la cartografía realizada en el presente trabajo y de las previas de Heubeck y Mann (1991) y Mann et al.

(1991a y c), este arco está limitado por fallas de dirección NNE-SSO que, con un movimiento sinistral en el margen occidental y dextral en el oriental, habrían regulado su desplazamiento hacia el NNE. Sin embargo, las líneas sísmicas realizadas en el *offshore* del margen oriental parecen no identificar ninguna de estas falla subverticales con movimiento en dirección y, en su lugar, se reconoce un plano bastante tendido y con buzamiento al Este, que podría corresponder a la prolongación hacia el Sur del cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta (Ramírez, 1995).

Una de las consecuencias principales de la colisión del *ridge* de Beata fue el cierre por el Este de la Cuenca de Azua, de tal forma que al Norte de la bahía de Ocoa, el Cinturón de Peralta cabalga directamente sobre los anticlinales de las lomas de Los Cacheos y Vieja, configurando una “zona triangular” (en sentido amplio) prácticamente cerrada. Hay varias evidencias que permiten suponer que este cierre se produjo durante el relleno de la cuenca, aunque no estrictamente en sus estadios finales como proponen Mann et al. (1991c), y simultáneamente al emplazamiento del Cinturón de Peralta sobre ella:

- El frente del *indenter* coincide con la posición de la rampa lateral u oblicua descrita en párrafos precedentes, hacia la cual se acuñan o enraízan los cabalgamientos de la “lámina frontal” del Cinturón de Peralta (Hoja de Azua). Esta coincidencia permite suponer que la posición de la rampa estuvo condicionada por el avance del *indenter* en sentido opuesto, y que el giro de las estructuras del extremo suroriental del cinturón fue, al menos en parte, una adaptación a la oposición efectuada por aquél durante su avance. Los pliegues y cabalgamientos de la sierra de El Número y de los relieves situados al Norte de ella, son continuación de la “zona de pliegues” que caracteriza a la franja central del cinturón; en estas sierras, la lámina frontal sólo esta representada por la pequeña escama que transporta a la Fm. Ocoa a techo.
- En el sector noroccidental de la Hoja de Azua, las formaciones Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco (Vía) aparecen cobijadas bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y en contacto por falla con la formación Sombrerito de la estructura anticlinal de la loma de Los Cacheos. Esta falla es un desgarre subvertical con movimiento sinistral que hacia el Este parece estar en continuidad con la rampa lateral mencionada en el párrafo anterior. En esta zona, las formaciones citadas dan la sensación de acuñarse hacia el Este y es muy posible que algunas de ellas no rebasaran el alto estructural impuesto por el avance del *indenter*. Esta idea está

apoyada por la observación realizada en un pequeño afloramiento al Sur de la loma Vieja, en el que la Fm. Arroyo Seco aparentemente se dispone directamente sobre la Fm. Sombrerito. Por otra parte, los afloramientos de la Fm. Trinchera próximos a la loma de Los Cacheos muestran facies mucho más proximales que los situados hacia el Oeste, en posiciones más centrales de la cuenca, sugiriendo la existencia de un alto estructural hacia el Este. Todos estos datos parecen indicar que el funcionamiento del *indenter* debió comenzar antes del Plioceno medio, muy probablemente durante el Mioceno.

Los efectos de la colisión del *ridge* de Beata rebasan ampliamente el ámbito de la bahía de Ocoa. Mann et al. (1991c) asocian el volcanismo cuaternario de la región a este proceso, aunque esta asociación se hace con reservas puesto que el citado volcanismo no se encuentra estrictamente alineado con la zona de influencia del *indenter*, sino que tiene un desplazamiento de 20 a 40 km al Oeste con respecto a ella. No obstante, la distribución de este volcanismo según una banda alargada subparalela a la dirección del *indenter*, y su edad, en apariencia más moderna hacia el Norte, son muy sugerentes de su relación.

Unos kilómetros al Norte de la bahía de Ocoa, en un sector compartido por las Hojas de San José de Ocoa, Arroyo Caña, Sabana Quéliz, Bonao y Constanza, la cartografía revela una cierta densidad de fallas de dirección submeridiana que se concentran en una banda de anchura kilométrica coincidente con la zona de influencia del *ridge* de Beata. Las fallas tienen gran continuidad lateral, con longitudes que superan los 20km, y un espaciado de 1 a 2 km. El plano de una de estas fallas se ha podido observar con detalle en el cauce del río Nizao, cerca del puente de Las Avispas (próximo al límite meridional de la Hoja de Arroyo Caña); consiste en una serie de bandas anastomosadas de orden métrico a decimétrico en las que se desarrolla una cataclasita foliada producto de un intenso cizallamiento en condiciones frágiles. El estudio de criterios cinemáticos asociados a las rocas de falla, indican un sentido de movimiento de normal-dextral a dextral-normal con valores de *pitch* de 70° a 10 ° hacia el SSE, sobre planos con direcciones N140-160 y buzamientos 70-80°E; este sentido de movimiento es consecuente con el desplazamiento cartográfico observado en la mayoría de las fallas. En los sectores más septentrionales, una de estas fallas reactiva el cabalgamiento de la Fm. Duarte sobre la Fm. Tireo como falla normal, omite la primera de estas formaciones y conforma el límite occidental de la depresión de Bonao. Recientemente esta banda se ha señalado como una fuente de movimientos sísmicos (Chiesa et al., 1999).

3.3.4. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad

La tectónica de desgarres tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden que hacia el Oeste forman los límites de la fosa del Caimán, desde donde penetran en la isla e individualizan la microplaca de Gonave (Fig.3.10). Según Mann et al. (1995) y Dolan y Mann (1998), desde el Mioceno medio esta microplaca está en un proceso de escisión de la placa Caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ellas. La apertura del surco del Caimán se inició a partir del Eoceno medio, en un contexto transtensivo, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre la plataforma de las Bahamas y el Gran Arco de Islas del Caribe. Este proceso culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla, generalizándose dentro de ella la tectónica de desgarres, una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados.

Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este, en relación con las placas Norte y 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 (*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)(Fig.3.11). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la falla de Enriquillo-Plantain Garden, también con movimiento sinistral, que tiene su terminación oriental en la zona situada al Norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua)(Fig.3.12).

En el interior de la isla, es decir, en el sector comprendido entre las dos fallas mencionadas y, más concretamente, en el ámbito de la zona de estudio, las estructuras relacionadas con la tectónica de desgarre corresponden principalmente a dos tipos: a) fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE, entre las que la dirección media E-O es predominante; y b) fallas de dirección NO-SE. Las primeras se han cartografiado por toda la zona de estudio y afectan a la práctica totalidad de los contactos y estructuras, generalmente con desplazamientos pequeños. A grandes rasgos, estas fallas siguen las mismas pautas que las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden y, en términos generales, se pueden definir como desgarres sinestrales. Más en detalle, y siguiendo la interpretación de Mann et al. (1985), las de dirección E-O corresponden a fallas sinestrales en sentido estricto mientras

que las ONO-ESE, subparalelas a la falla Septentrional, pueden tener cierta componente inversa, y las OSO-ENE, subparalelas a la falla de Enriquillo-Plantain Garden, cierta componente normal. Por otro lado, en términos del modelo *Riedel* de fracturación, las primeras se podrían asimilar a fallas de tipo D, las segundas a fallas de tipo P, y las terceras a fallas de tipo R (Fig.3.12). Pese a que estas fallas se han observado en todo el ámbito de la zona de estudio, su distribución a escala regional parece adecuarse a bandas o corredores (Mapa de lineamientos, Proyecto SYSMIN de Riesgos Geológicos, 1999), indicando una localización o partición de la deformación por cizalla. En este sentido, la parte del Cinturón de Peralta comprendida en las Hojas de San José de Ocoa, Yayas de Viajama, Sabana Quéliz y Padre Las Casas podría corresponder a uno de estos corredores.

Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes en el sector nororiental de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonaó, donde coexisten y son desplazadas por las de dirección E-O, en este caso minoritarias. En esta zona, las fallas de dirección NO-SE forman la mayoría de los límites entre los principales terrenos o unidades cartográficas y de hecho se interpretan como contactos previos, estratigráficos, intrusivos o tectónicos, que por su orientación favorable han sido reactivados como fallas de componente inversa o sinistral inversa durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al., 1984). Siguiendo esta interpretación, Mann et al. (1991b) sugieren que las principales provincias morfoestructurales del interior de la isla consisten en elevaciones estructurales y valles intermedios cuyos límites más recientes están formados o reactivados por fallas de dirección NO-SE.

Dentro de este contexto de zona transpresiva o *restaining bend*, Mann et al. (1991b) citan la presencia de *grabens* y pequeñas cuencas alineadas según la dirección regional de máximo esfuerzo NE-SO a ENE-OSO (Dolan y Mann, 1998). Sin llegar a esta categoría, en la zona de estudio se observan numerosas fallas con esta dirección que, con frecuencia, canalizan potentes depósitos aluviales alineados a favor de cauces de ríos actuales. Aunque alguna de estas fallas pudiera tener su origen en tectónicas previas, por ejemplo como fallas de transferencia del movimiento asociadas al cinturón de pliegues y cabalgamientos, es posible que muchas de ellas hayan sido reactivadas como fallas normales durante la tectónica transpresiva.

En cuanto a la tectónica relacionada con la terminación oriental de la falla de Enriquillo-Plantain Garden, es preciso destacar varias cuestiones. La geometría de esta terminación

es desconocida y aunque algunos autores consideran que la traza de esta falla acaba contra el flanco meridional de la sierra de Neiba (Mann et al., 1991c), es muy posible que ésta se resuelva con una disposición en *echelon* de varios tramos de falla, subparalelos a la principal, que desde la mencionada sierra penetran hasta el Norte de la bahía de Ocoa. La presencia de estas fallas se observa bien, tanto en foto aérea como en paisaje, delimitando las pequeñas lomas existentes en el sector del Llano de Azua, así como la sierra de Martín García; la mayoría de ellas dan un fuerte resalte morfológico y algunas conservan todavía facetas triangulares asociadas a los planos de falla, mostrando una componente esencialmente normal en su movimiento, que se ha podido comprobar en diversos afloramientos a lo largo de la carretera de Azua a Barahona. Estas fallas forman los ápices de los abanicos aluviales desarrollados en la zona, a los cuales, no obstante, también cortan, configurando el sistema de abanicos encajados y fallados que caracteriza las zonas centrales de las Hojas de Pueblo Viejo y Azua. La estructura descrita se contempla en un contexto de transtensión local relacionado con la terminación oriental de la falla de Enriquillo-Plantain Garden. Sus directrices E-O se superponen claramente a las estructuras arqueadas derivadas de la colisión del *ridge* de Beata y su edad es muy reciente, evidentemente cuaternaria, siendo muy probable que sigan activas actualmente.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Sabana Quéliz (6072-I) se sitúa en plena Cordillera Central. La orientación generalizada de los elementos fisiográficos de ésta conforme a las directrices NO-SE, es poco evidente en la Hoja, debido a la falta de una estructuración bien definida de las unidades geológicas del sustrato. Esta circunstancia propicia una disposición algo desordenada de la red de drenaje, que sigue, en términos generales, un patrón dendrítico.

Desde un punto de vista orográfico, la mayor parte de la Hoja está ocupada por una extensa y elevada plataforma, muy disectada, que se desarrolla a una altitud media superior a los 2.000m. La parte occidental de la plataforma está ocupada por rocas volcánicas cuaternarias y sus cotas más altas corresponden a antiguos centros de emisión dispuestos de forma dispersa y aislada, destacando entre ellos la loma Pajón Blanco (2.659m) y la cabecera del arroyo Guayabal (2.475m). El sector oriental de la plataforma está caracterizado por un sustrato de conglomerados de la Fm. Ocoa algo más estructurado, de modo que las líneas de cumbres constituyen aristas que siguen a grandes rasgos la directriz NNO-SSE; en este sector se encuentra la principal elevación de la Hoja, a la vez una de las mayores de la isla, el alto de la Bandera (2.842m), que destaca con respecto a otras cumbres próximas como las lomas Adentro (2.828m), El Pichón (2.354m), La Cigua (2.672m) y La Chorreosa (2453m), entre ellas.

Los terrenos menos elevados de la Hoja se localizan en los sectores oriental y suroccidental de la misma, donde las cumbres se encuentran por debajo de los 2.000m de altitud. Las cotas mínimas, inferiores a 1.000m, se registran en los valles de los ríos Nizao y Las Cuevas, con 750 y 975m respectivamente.

El clima imperante es tropical húmedo, con temperaturas medias veraniegas en torno a los 22-24°C frente a los 18-20°C de las invernales. La media de temperaturas máximas anuales supera los 30°C y la de las mínimas es de unos 15°C. Los máximos pluviométricos se concentran en el vértice nororiental de la Hoja, donde se sobrepasan los 2.000mm anuales;

en el borde occidental se registran los valores más bajos, inferiores a 1.250mm. El número de días de lluvia anuales puede ser superior a 170.

La red hidrográfica pertenece a las cuencas de los ríos Yuna, Nizao y Yaque del Sur, estando representada por un gran número de cursos perennes, fuertemente encajados. La mayor parte de la mitad oriental de Hoja corresponde al área de cabecera del Nizao y sus principales tributarios, el río Malo y el arroyo Quita Sueño. En el sector meridional destaca el valle del río Las Cuevas, y en el noroccidental, el arroyo Guayabal, formando parte en ambos casos de la cuenca del río Yaque del Sur. En el borde septentrional de la Hoja discurren varios cursos que desaguan al río Yuna, entre los que destaca, por su extensión fuera de la Hoja, el río Tireo.

Finalmente, cabe hacer mención a las zonas endorreicas, que, pese a su reducida extensión, son muy abundantes en la Hoja, estando relacionadas principalmente con los procesos volcánicos y periglaciares cuaternarios.

4.2. Análisis morfológico

El análisis del relieve puede enfocarse considerándolo como una consecuencia de la naturaleza y estructura del sustrato, o bien teniendo en cuenta las características y los efectos de los procesos exógenos sobre dicho sustrato; ambos enfoques se complementan, conociéndose respectivamente como estudio morfoestructural y estudio del modelado.

4.2.1. Estudio morfoestructural

A grandes rasgos, el sustrato geológico de la Hoja de Sabana Quéliz está constituido por una serie de rocas sedimentarias del Eoceno (Cinturón de Peralta) y, en menor medida, volcano-sedimentarias del Cretácico superior (Fm. Tireo), que caracterizan las series del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Sobreimpuesto a este conjunto, se observa un destacado conjunto volcánico cuaternario que forma parte de la región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama.

La naturaleza del sustrato ejerce una influencia evidente en la configuración del relieve, de modo que se distingue una serie de unidades del paisaje íntimamente ligadas a la litología sobre la que se instalan. Así, el extremo oriental de la Hoja se caracteriza por una franja de materiales de la Fm. Tireo que se prolonga hacia el Norte y continúa por el borde

septentrional de la misma; se caracteriza por un descenso relativo en las cotas, (líneas de cumbres a unos 1.400-1.600 m y altitud media alrededor de los 1.100 m) y una estructuración N-S que condiciona la distribución subparalela de la red de drenaje y de las principales aristas.

Algo semejante ocurre en la esquina suroccidental, donde el sustrato está formado por diversas formaciones del Gr. Peralta. La altitud media desciende a unos 1.200 m y las cumbres, que alcanzan altitudes próximas a los 2.000 m, corresponden a manifestaciones volcánicas sobreimpuestas. El sustrato se estructura según las directrices generales de la cadena (NO-SE) en una serie de anticlinales y sinclinales bien definidos por las calizas de la Fm. Jura. Los elementos fisiográficos se distribuyen de acuerdo con esta estructura del sustrato, tanto la red de drenaje, que tiende a canalizarse a favor de la dirección NO-SE, como las aristas principales, que adoptan una disposición subparalela, correspondiendo normalmente a ejes anticlinales ocupados por las citadas calizas.

Algo más al Este aparece una serie monoclinial constituida por las formaciones más altas del Cinturón de Peralta en la Hoja (Fms. El Número y Ocoa), caracterizada por buzamientos altos y medios hacia el NE. El carácter predominantemente margoso de ambas formaciones condiciona el acusado encajamiento de la red principal, en tanto que las principales elevaciones (hasta 2.000m) corresponden a aristas consecuentes con la dirección NO-SE y desarrolladas sobre los niveles competentes de la serie.

La mayor parte del sector central de la Hoja posee un sustrato integrado por materiales conglomeráticos de la Fm. Ocoa, que dan lugar a una extensa plataforma, a unos 2.000m de altitud media, sobre la que se elevan los relieves residuales y estructurales de las principales cumbres. Aunque, a muy grandes rasgos, este sector constituye una amplia meseta, el relieve conserva una cierta estructuración conforme a la directriz NO-SE, de modo que los principales cursos hidrográficos y las líneas de cumbres tienden a disponerse según esta dirección.

La parte occidental de la plataforma se caracteriza por el amplio desarrollo de materiales volcánicos cuaternarios. Constituye una extensa meseta muy disectada que registra una altitud media superior a los 2.000 m. La mayor parte del sector está ocupado por coladas que constituyen un depósito de gran espesor debido a la superposición de varios episodios efusivos importantes. Los centros de emisión se distinguen como elevaciones aisladas,

alrededor de las cuales se distribuye de forma radial la red de drenaje. Destaca entre ellas la loma Pajón Blanco (2.659m) que se sitúa en la parte central de la meseta, a partir de la cual descienden las cotas medias. Hacia el Sur se manifiesta la superposición del volcanismo cuaternario de modo que sus manifestaciones se distribuyen de forma más dispersa, destacando en el relieve por su mayor resistencia a la erosión en relación con los terrenos con sustrato formado por rocas sedimentarias del Gr. Peralta.

Las zonas deprimidas corresponden a los valles de los ríos principales. La red hidrográfica presenta cursos encajados y estrechos, caracterizando áreas de cabecera. Únicamente en los valles de los ríos Nizao y Las Cuevas los depósitos fluviales presentan una cierta continuidad, aunque generalmente se limitan a los fondos de valle. En ambos casos, el trazado de los cursos presenta un evidente control estructural, especialmente en el río Las Cuevas donde se adapta a fallas de actividad reciente.

Las formas relacionadas con procesos endógenos tienen un papel destacado en el relieve, distinguiéndose las de origen estructural, bien desarrolladas en la parte oriental de la Hoja, y las formas y depósitos ligados al volcanismo cuaternario, que se concentran en la mitad occidental.

4.2.1.1. Formas estructurales

Las formas de origen estructural más frecuentes en la Hoja de Sabana Quéliz corresponden por su importancia, frecuencia y continuidad, a las fallas con expresión morfológica. Forman un conjunto de accidentes bastante recientes que se encuentra relacionado con la tectónica de desgarres activa en la isla desde el Mioceno superior (Mann et al., 1991b). Se distinguen tres familias principales de fracturas de acuerdo con las siguientes direcciones: 1) NNE-SSO a N-S, 2) ONO-ESE a NO-SE y 3) ENE-OSO a E-O. Se evidencian morfológicamente por el trazado rectilíneo de algunos cursos hidrográficos, fenómeno muy acusado en el río Las Cuevas, por cambios de pendiente en las laderas y, localmente, por el desarrollo de facetas triangulares que denotan una actividad reciente.

Las trazas de capas representan una forma bastante común en la Hoja, especialmente en los afloramientos de la serie conglomerática de la Fm. Ocoa. Se distinguen como pequeñas aristas y resaltes que siguen, en términos generales, la directriz NO-SE y localmente dibujan terminaciones periclinales de pliegues. En general, las trazas están definidas por niveles

competentes que han ofrecido una mayor resistencia a la erosión y corresponden principalmente a conglomerados de la Fm. Ocoa y, en menor medida, a intercalaciones carbonatadas en las series eminentemente margosas del Cinturón de Peralta.

En algunos casos, la dirección de capa de algunos intervalos de litologías competentes coincide con crestas destacadas, constituyendo formas que se han distinguido como aristas de origen estructural.

4.2.1.2. Formas volcánicas

Las manifestaciones volcánicas existentes en la Hoja de Sabana Quéliz ocupan la mayor parte de su sector occidental y están relacionadas con la denominada región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama. La distribución de los afloramientos de rocas volcánicas en la región y las dataciones radiométricas realizadas (2.7-0.5 m.a.) parecen señalar que el volcanismo ha experimentado un desplazamiento progresivo de SO a NE. De acuerdo con esta distribución y en función también de las diferencias petrológicas, se han distinguido dos provincias volcánicas: Yayas de Viajama-Padre Las Casas, al SO, y Valle Nuevo, al NE, ambas representadas en la Hoja.

Las formas más destacadas corresponden a los centros de emisión, que se distinguen morfológicamente como relieves destacados a partir de los cuales parten radialmente las coladas. En éstas se preservan desarrollos longitudinales de hasta 10km y se deducen las líneas de flujo a partir de su posición respecto al punto de emisión. Localmente se preservan formas atribuibles a calderas, si bien se encuentran bastante desmanteladas.

Hacia el Suroeste, circunscritas al ámbito del valle del río Las Cuevas, se encuentran las rocas volcánicas más antiguas que corresponden a basaltos y andesitas pertenecientes a la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, correspondiendo principalmente a coladas de baja viscosidad que alcanzan un espesor observable de hasta 50m. y fluyeron predominantemente hacia el S desde los respectivos centros de emisión. Resulta razonable su correlación con los basaltos piroxénico-olivínicos existentes en el extremo noroccidental de la Hoja, que constituyen las manifestaciones más antiguas de la provincia de Valle Nuevo; en este sector se distinguen coladas de elevada fluidez dirigidas hacia el Norte, cuyos centros de emisión no se observan al estar cubiertos por las potentes emisiones traquiandesíticas posteriores.

El episodio de mayor representación cartográfica es de carácter traquiandesítico y se encuentra ampliamente representado en la provincia de Valle Nuevo. Se reconoce más de una docena de centros emisores, con el foco principal en la parte central del afloramiento (Cabecera arroyo de Guayabal-Alto de Primera Cañada), punto del que se propagan radialmente numerosas y extensas coladas de viscosidad media que alcanzan desarrollos de 7km hacia el SE y de 12km hacia el SO. Localmente se preservan posibles calderas y es característica la instalación de zonas endorreicas de escasa extensión genéticamente relacionadas con los relieves volcánicos. Es frecuente la aparición de productos piroclásticos en la base de la unidad sobre los que se depositan las coladas, cuyo espesor varía en función del relieve sobre el que se instalan, pudiendo alcanzar 200m. Puntualmente también se reconocen materiales subvolcánicos. Se cuenta con una datación por el método de K/Ar (Vespucci, 1986) que indica de forma poco precisa una edad inferior a 1 m.a.

El episodio más reciente generó productos de composición basáltica y su representación se restringe a tres afloramientos aislados y de pequeñas dimensiones que se encuentran en el borde septentrional de la Hoja. Se distinguen dos centros de emisión de los que parten coladas de baja viscosidad dirigidas hacia el Norte. Presentan una disposición de tipo *intracanyon* puesto que fluyeron a favor de los valles. Actualmente presentan la apariencia de terrazas encajadas y su espesor visible es de unos 20m. Las dataciones efectuadas por Electroconsult (1983) ofrecieron valores de 0.3 ± 0.2 m.a. y 0.5 ± 0.3 m.a., si bien su relación con la red actual sugiere edades más modernas.

4.2.2. Estudio del modelado

La acción de los procesos externos genera formas erosivas y de acumulación, cuya descripción debe abordarse en función de su génesis. En el caso de los depósitos, su caracterización ha de tener en cuenta sus principales rasgos geométricos y litológicos.

4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Los depósitos desarrollados en laderas corresponden a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos se distribuyen de forma dispersa en la mitad meridional de la Hoja, si bien son más frecuentes y mayores en las laderas de los valles de los ríos Las Cuevas y, especialmente, Nizao. Constituyen formas de extensión variable y potencia de orden métrico a decamétrico. Se desarrollan en pendientes pronunciadas sobre todo tipo de litologías,

aunque tienden a concentrarse en los intervalos lutíticos. La litología depende directamente de la naturaleza del sustrato y corresponde esencialmente a arcillas con cantos y bloques. Se han distinguido dos tipos de deslizamientos cuya diferencia radica principalmente en la velocidad de desplazamiento.

Los deslizamientos por reptación alcanzan un desarrollo y una extensión considerable al Oeste del valle del Nizao y movilizan predominantemente materiales conglomeráticos y lutíticos de la Fm. Ocoa. En ocasiones presentan unos límites muy poco netos y se encuentran relacionados con fenómenos de tipo *creep*, por lo que su velocidad de desplazamiento es muy baja. Su potencia varía notablemente alcanzándose valores próximos a los 20m.

Los deslizamientos por gravedad se concentran en la vertiente meridional del valle del Nizao y en la ladera septentrional del valle del Las Cuevas. En el primer sector, algunos deslizamientos alcanzan una extensión notable de hasta 1km², y corresponden a depósitos fangosos que engloban cantos y bloques de carbonatos y conglomerados. En el segundo, presentan, en términos generales, unas dimensiones mucho menores, correspondiendo a deslizamientos puntuales sin posibilidad de expresión cartográfica a la escala de trabajo, e incorporan en ocasiones elementos clásticos correspondientes a rocas volcánicas. Se diferencian de los deslizamientos por reptación debido a la rapidez con que se movilizan y sus límites resultan de más fácil definición, reconociéndose en muchos casos su cicatriz..

Los coluviones se desarrollan de forma dispersa y aislada, y pese a lo accidentado del relieve no alcanzan una gran relevancia; normalmente aparecen en las laderas medias y bajas de los valles principales. Poseen una extensión hectométrica y su potencia es del orden de varios metros, desarrollándose en pendientes medias a pronunciadas. La litología depende de los relieves circundantes, consistiendo generalmente en lutitas con bloques y cantos. Constituyen depósitos de baja organización debido a su escaso transporte.

Localmente se reconocen facetas triangulares relacionadas con la actividad reciente de una falla, destacando por su gran continuidad la que discurre en sentido ENE-OSO por una buena parte del valle del Las Cuevas.

4.2.2.2. Formas fluviales

Dentro de este grupo se han reconocido fondos de valle y llanura de inundación, terrazas bajas, terrazas medias y altas y conos de deyección. Litológicamente son todos muy semejantes, correspondiendo a arenas, gravas y lutitas. La composición de los clastos depende directamente de la naturaleza del sustrato en las cabeceras y relieves circundantes. De este modo en las cuencas del Nizao y Yuna predominan los cantos procedentes de las Fms. Tireo y Ocoa, mientras que en la del Yaque del Sur (río Las Cuevas y arroyo Guayabal) coexisten los derivados del Cinturón de Peralta y de los afloramientos volcánicos cuaternarios.

A excepción de los conos de deyección, que muestran una organización menor que el resto de materiales fluviales, los depósitos clásticos presentan gradación positiva grosera, estratificación cruzada e imbricación de cantos y en ocasiones poseen bases canalizadas y cicatrices erosivas internas. Los diámetros de los clastos son bastante variables oscilando generalmente entre 5 y 25cm; el grado de rodamiento es alto-muy alto en general y medio en el caso de los conos aluviales. Los términos lutíticos son poco frecuentes y se encuentran principalmente en la matriz de los depósitos de los conos aluviales.

Los fondos de valle constituyen los depósitos que presentan una relación más directa con los cauces actuales. Los principales afloramientos se concentran en los valles de los ríos Nizao y Las Cuevas y del arroyo Guayabal, donde su prolongada extensión longitudinal contrasta con su escasa anchura, generalmente de orden decamétrico, reflejando el acusado encajamiento de la red fluvial. Litológicamente los depósitos están formados casi íntegramente por gravas con frecuentes bloques de dimensiones métricas. Los cantos muestran un grado elevado de rodamiento y su diámetro oscila por lo general entre 5 y 25 cm. El espesor de los depósitos está comprendido entre 1 y 5m.

Las terrazas se reconocen únicamente en relación con los cursos de los ríos Nizao y Las Cuevas y presentan un desarrollo muy intermitente debido a su escasa extensión y continuidad. Litológicamente están constituidas por gravas y arenas, con cantos muy redondeados de naturaleza y tamaño variable. Las arenas poseen composición arcósica y litarenítica, apareciendo como litología minoritaria frente a las gravas. Los depósitos de terrazas muestran abundantes estructuras sedimentarias de origen tractivo, reconociéndose cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e

imbricación de cantos No se observan buenos cortes, estimándose una potencia inferior a 10m. Se han agrupado en dos conjuntos de acuerdo con su posición respecto al cauce: terrazas bajas, que comprenden los niveles inferiores, dispuestos como terrazas encajadas, con cotas de +1-5m sobre el curso actual, y terrazas medias-altas, que incluyen todas aquellas que se encuentran colgadas respecto a los cauces, alcanzando cotas relativas que pueden superar +20m.

Los conos de deyección constituyen depósitos poco frecuentes en la Hoja. Destacan por su mayor extensión en el extremo suroccidental, donde cubren una superficie de 0,5km² debido a la coalescencia de varios aparatos. Los depósitos están representados por niveles de gravas con bloques en una matriz arenoso-limosa, a veces en alternancia con horizontes de fangos que incluyen cantos dispersos. Presentan escasas estructuras sedimentarias, observándose en ocasiones gradación clástica muy grosera e imbricación incipiente de cantos. Su potencia oscila entre 5 y 15 m.

Las formas erosivas más destacadas corresponden a las que se encuentran en relación directa con el encajamiento de la red. La incisión lineal es muy notoria y genera laderas muy pronunciadas con predominio de pendientes superiores al 30%, produciendo encajamientos espectaculares, en ocasiones del orden de varios cientos de metros. La red es de tipo dendrítico y muestra una cierta estructuración sobre materiales de origen sedimentario. Sobre sustratos formados por rocas volcánicas se establece una disposición del drenaje de tendencia más radial. Los interfluvios presentan formas consecuentes con el comportamiento de la red, correspondiendo en su mayor parte a aristas, en general muy pronunciadas y perfiladas debido al elevado grado de incisión.

Los fenómenos de arroyada en regueros o sin cauce definido son muy poco frecuentes y reflejan fases iniciales de incisión de la red. En cuanto a los procesos de erosión lateral del cauce, se registran en los tramos donde los ríos principales muestran una configuración meandriforme, concentrados donde el sustrato está formado por rocas lutíticas; constituyen un fenómeno bastante frecuente en el río Las Cuevas.

Las cabeceras de cárcavas se encuentran principalmente en las partes altas de las laderas con pendientes pronunciadas, desarrollándose sobre las litologías margosas de las Fms. Ventura, El Número y Ocoa.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas por glacis, desarrollados de forma dispersa en la mitad meridional de la Hoja. Los afloramientos más destacados se encuentran al Oeste de Sabana Quéliz donde cubren en conjunto un área de unos 3 km² y constituyen una superficie que desciende suavemente desde la vertiente meridional de la loma Pajón Blanco y la cabecera del Arroyo Guayabal hacia el Sur, entre las cotas de 2.250 y 1.950m. En este sector se distinguen como un depósito de cantos y bloques de rocas volcánicas (traquiandesitas y basaltos) con un grado variable de rodamiento, que registra una considerable potencia superando posiblemente en algunos puntos los 100m.

El resto de los glacis preservados en la Hoja se localizan en ambas laderas del valle del río de Las Cuevas y en la vertiente occidental del río Nizao, donde aparecen de forma muy diseminada, cubriendo áreas de reducida extensión y formando pequeños rellanos elevados sobre los cursos actuales, en ocasiones a más de 100m. La potencia de los depósitos es bastante discreta y raramente supera los 20m. Litológicamente se registra un marcado predominio de gravas, cuya naturaleza varía dependiendo del área fuente, correspondiendo predominantemente a rocas volcánicas y calizas. Los cantos presentan un grado de rodamiento de medio a alto y su tamaño es muy variable, alcanzando con frecuencia dimensiones métricas, si bien disminuye notablemente a mayor distancia de los relieves. Los términos arenosos constituyen una litología minoritaria y poseen una composición litarenítica. En cuanto a los fangos, alcanzan en algunos casos proporciones destacadas. Forman parte de la matriz de los depósitos clásticos o alternan con éstos constituyendo capas fangosas de tonos rojos y ocre con algunos cantos dispersos. Los niveles clásticos registran una organización incipiente evidenciada por su gradación grosera y la aparición eventual de estructuras sedimentarias de origen tractivo consistentes en imbricación de cantos y bases erosivas

Una de las formas no deposicionales más comunes y extensas corresponde a las superficies de erosión. La superficie más alta está muy desmantelada y se conserva únicamente en la línea de cumbres del Alto de la Bandera como un rellano desarrollado entre los 2.700 y 2.800m de altitud. Otras superficies más bajas se extienden de forma diseminada por la parte oriental de la Hoja y corresponden también a superficies relictas preservadas en las principales aristas, concentrándose alrededor de las siguientes cotas:

1.300m, 1.500m y 1.900m. En el paraje de Nizao se distingue una superficie de erosión disectada que se desarrolla entre las cotas de 2.300 y 2.400m y abarca un área de unos 3-4km².

Los inselbergs constituyen una forma de erosión de origen poligénico bastante frecuente y característica en la región. Se reconocen en el sector nororiental de la Hoja y corresponden a cerros aislados de formas cónicas o subpiramidales que destacan como relieves relictos en las aristas principales.

Las grandes aristas se distinguen en el sector oriental de la Hoja como crestas de mayor continuidad, a favor de las cuales se desarrollan normalmente las principales líneas de cumbres.

4.2.2.4. Formas periglaciares

Corresponden a fondos endorreicos desarrollados en zonas de altitud superior a 2.000m, que posiblemente se vieron sometidas en épocas recientes a un clima periglacial. Sus principales afloramientos se encuentran en el sector de Nizao y La Nevera, destacando en este último paraje por su mayor representación. Forman suaves depresiones de extensión moderada y forma más o menos circular o elíptica, con un fondo plano tapizado por vegetación charcustre propia de zonas frías.

Los depósitos están constituidos por lutitas oscuras ricas en materia orgánica, no pudiendo efectuarse observaciones de mayor detalle debido a sus deficientes condiciones de exposición; no se conoce por tanto su potencia aunque debe ser bastante reducida, probablemente inferior a 5m.

Se les atribuye una génesis periglacial debido al abundante contenido en materia orgánica de los fangos y en cierto modo también por la vegetación existente, que presenta cierta analogía con los céspedes almohadillados propios de zonas montañosas frías.

4.2.2.5. Formas lacustres-endorreicas

Corresponden a fondos endorreicos que se encuentran en su mayor parte asociados con los relieves volcánicos; se incluye también la depresión de Carmona, desarrollada en el sector suroriental, que presenta una génesis distinta.

Los fondos endorreicos ligados al volcanismo presentan numerosos afloramientos diseminados que se encuentran consecuentemente en la mitad occidental de la Hoja, sobre materiales volcánicos. Se distinguen como pequeñas depresiones de extensión hectométrica y decamétrica aisladas de la red de drenaje a partir de la creación de relieves volcánicos. En algunos casos parecen estar en relación con hundimientos sucedidos en los edificios volcánicos. Los depósitos se acumulan en el fondo de las depresiones y están constituidos por arcillas y limos grises oscuros como consecuencia de su notable contenido en materia orgánica. No se observa su potencia, si bien debe ser de escasos metros.

La depresión de Carmona constituye la zona endorreica más extensa. Presenta una forma triangular en planta y cubre una superficie de más de 2km². Su origen parece estar en relación con la alteración del sustrato constituido por tonalitas. No obstante, podría registrar un cierto control tectónico puesto que sus lados coinciden a grandes rasgos con las tres familias principales de fallas distinguidas en la Hoja (NO-SE, N-S y ENE-OSO). La meteorización de las tonalitas origina un depósito fangoso de tonos rojizos mientras que los materiales de carácter más endorreico corresponden a lutitas oscuras con abundante materia orgánica. La potencia es de orden métrico, pudiendo superar localmente los 10m.

4.3. Evolución dinámica

A escala regional, puede considerarse que la configuración del relieve actual se inicia en el Neógeno, durante el cual la isla adquirió una configuración paleogeográfica semejante a la observable hoy día, habiéndose mantenido activos los procesos que influyen en la creación y modelado del relieve desde entonces.

En relación con la creación del relieve hay que destacar la importancia de la estructuración del sustrato, especialmente puesta de manifiesto en los sectores oriental y meridional de la Hoja, constituidos por series sedimentarias, donde los principales elementos fisiográficos siguen, a grandes rasgos, las directrices generales de la Cordillera Central. Por el contrario, en el sector occidental el relieve está condicionado por la actividad volcánica cuaternaria, que ha dado lugar a un área peor estructurada y de características morfológicas particulares.

La litología del sustrato constituye otro factor trascendental para la orografía de la región. Así, en buena parte de la mitad septentrional se ha desarrollado una plataforma elevada a

más de 2.000m de altitud debido a la gran resistencia a la erosión de los términos conglomeráticos de la Fm. Ocoa y de las rocas volcánicas cuaternarias.

La actividad volcánica moderna se ha desarrollado a lo largo del Pleistoceno, pudiendo diferenciarse tres episodios efusivos principales en la Hoja. El primero se reconoce en el sector suroccidental, alcanzando un gran desarrollo en la provincia volcánica de Yayas de Viajama-Padre Las Casas. El segundo episodio, de carácter traquiandesítico, es el de mayor extensión y volumen en la Hoja, constituyendo la etapa efusiva principal en la provincia de Valle Nuevo; originó una destacada reactivación del relieve, desencadenante a su vez de una acusada incisión de la red de drenaje, con una disposición radial a partir de los focos principales de emisión. Las manifestaciones volcánicas más recientes corresponden al tercer episodio y muestran una notable adaptación a la red fluvial actual, evidenciando su juventud.

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. La permanente tendencia de la isla a su elevación, unida al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, han propiciado 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, cabeceras de cárcavas, erosión lateral de los cauces, saltos de agua y escarpes en los márgenes de los cursos. Las formas fluviales de acumulación son menos abundantes debido al marcado predominio de zonas de cabecera, lo que unido a la escasa anchura de los fondos de valle explica que sus depósitos sólo alcancen un desarrollo destacable en los principales ríos. Únicamente de forma local se preservan terrazas, a cotas relativas inferiores a +20m respecto del cauce que testimonian los últimos episodios de encajamiento. Los conos aluviales constituyen formas poco frecuentes y se desarrollan de forma localizada a la salida de algunos arroyos.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados consisten en coluviones y deslizamientos y constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos. Las facetas triangulares aparecen de forma puntual en relación con la actividad reciente de algunas fallas.

Las formas poligénicas se encuentran en relación con procesos de gran desarrollo temporal, preservándose raramente las más antiguas. En las aristas principales se aprecian restos de diversas superficies de erosión, la más alta correspondiente a la cresta de la loma del Alto de la Bandera, con cotas comprendidas entre 2.700 y 2.800m de, en tanto que la más baja se sitúa alrededor de la cota de 1.300m. Por otra parte, no se conservan depósitos correlativos con las superficies de erosión; de hecho, el sistema de glacis desarrollado al Sur de la loma Pajón Blanco parece originarse a partir del desmantelamiento del relieve creado por las voluminosas emisiones traquiandesíticas, no presentando una relación evidente con las superficies erosivas distinguidas. En las aristas principales son muy frecuentes los *inselbergs*, destacando como elevaciones aisladas que representan relieves relictos preservados de las distintas fases erosivas.

El endorreísmo constituye un fenómeno bastante frecuente en la Hoja si bien se limita a depresiones de pequeña extensión. En el sector occidental se relacionan principalmente con procesos de creación y destrucción del relieve volcánico, mientras que en el oriental se deben esencialmente a la dinámica periglaciaria. Únicamente la depresión de Carmona alcanza un desarrollo areal destacable y en este caso su origen parece derivar de la alteración del sustrato tonalítico, si bien puede presentar un cierto control tectónico.

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

La evolución actual y futura del relieve está condicionada de forma decisiva por el continuado rejuvenecimiento orográfico provocado por la elevación constante de la isla. Por ello, 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 erosivo y de transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, fenómeno propicio para una mayor disección en la plataforma desarrollada en el sector septentrional de la Hoja.

Lógicamente, la intensa acción erosiva propiciará la desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión más antiguas.

En cuanto a los riesgos geológicos más importantes en la zona, sin duda consisten en inundaciones o avenidas, así como en fenómenos de inestabilidad en laderas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valle y llanuras de inundación. En estos casos, los riesgos se acentúan debido a la espectacular incisión de la red, puesta de manifiesto con la generación de fondos de valle muy estrechos y encajados. En este sentido, hay que hacer notar los espectaculares efectos apreciados tras el paso huracán Georges en toda la red y, de forma especial, en el río Las Cuevas, movilizándolo, en condiciones de muy alta energía, un enorme volumen de materiales a lo largo del valle. Las terrazas bajas y los conos aluviales registran un riesgo de inundación algo menor, si bien este fenómeno es frecuente en avenidas estacionales.

Los procesos de erosión del suelo son acusados en todas las áreas con pendientes pronunciadas debido a la gran velocidad de encajamiento de la red, generándose importantes formas de vaciado 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.

Las principales inestabilidades en las laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. El proceso más común y consecuentemente el de riesgo más elevado, corresponde a la generación de deslizamientos, que se producen especialmente sobre sustratos lutíticos, constituyendo un mayor riesgo los de origen gravitacional que los debidos a reptación por su mayor velocidad de desplazamiento. Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones, que suponen formas activas de acúmulo de materiales inestables en las laderas.

Finalmente cabe citar que el riesgo sísmico es moderado a bajo en la zona, aunque localmente se han observado facetas triangulares que demuestran la existencia de fallas con actividad más o menos reciente.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

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

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

- Cretácico superior, caracterizado por la construcción de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central.

- Paleógeno, definido por una notable acumulación sedimentaria a favor de un surco submarino paralelo al arco insular cretácico.
- Neógeno-Cuaternario, caracterizado por la estructuración definitiva de la región, con creación de diversas cuencas rellenas por sedimentos marinos y continentales. Si bien éstas quedan fuera de los límites de la Hoja, su conocimiento es imprescindible a fin de establecer la secuencia de acontecimientos más recientes de la zona.

5.1. El arco insular del Cretácico superior

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

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

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

Así, las variaciones a lo largo del tiempo se manifiestan por una acidificación del magmatismo y por oscilaciones en su intensidad. Durante un primer estadio que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano, el magmatismo muestra una tendencia básica reflejada en la abundancia de productos de composición basáltica y andesítica, sustituida en un segundo estadio, coincidente en gran medida con el Senoniano, por emisiones e intrusiones de carácter ácido, con predominio de tipos riolíticos y dacíticos. Los episodios más tardíos de este segundo estadio muestran la mayor profusión de los procesos sedimentarios en respuesta a una disminución de la actividad ígnea del arco, precursora de su total extinción.

La actividad magmática relacionada con la subducción no estuvo restringida a los procesos volcánicos, sino que produjo ingentes masas de composición tonalítica encajadas en la Fm. Tireo. Su emplazamiento como batolitos y *stocks* se produciría a finales del Cretácico y comienzos del Terciario, probablemente hasta el Eoceno, destacando por sus dimensiones los de El Río (Hojas de Gajo de Monte y Constanza) y Yaque del Sur (Hoja de Gajo de Monte).

La existencia de este arco insular y la de sus productos derivados, está fuera de toda duda en lo que actualmente es el flanco suroccidental de la Cordillera Central (Hojas de Gajo de Monte, Constanza, Bonao, Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Arroyo Caña y San José de Ocoa, entre otras), pero no puede decirse lo mismo de la región situada al Suroeste de aquél (Hojas de Yayas de Viajama, Pueblo Viejo y Azua). En efecto, los datos existentes acerca del sustrato de la Cuenca de Azua-San Juan y de parte del Cinturón de Peralta, no permiten confirmar la presencia de productos derivados del arco insular durante el Cretácico superior, siendo la hipótesis alternativa más probable, la de que dicha zona estaría encuadrada en la cuenca marginal aislada a espaldas del arco, caracterizada por un sustrato de naturaleza basáltica, semejante al descrito en Haití (Mercier de Lepinay, 1987).

5.2. La cuenca paleógena de *back-arc*

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

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

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura, 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 registrada, 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 llegada de depósitos desorganizados relacionados con un talud, estabilizándose nuevamente durante sus últimos compases, caracterizados por varios episodios de somerización en un ambiente de plataforma carbonatada (Hojas de San 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, en discordancia sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno. 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, sin que pueda afirmarse si llegó a depositarse en el sector occidental de la región; en cualquier caso, sus afloramientos al Sur de 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 éste; 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 Noreste por un frente activo (Cordillera Central), y al Suroeste por un margen más estable, en el que se llevaría a cabo el depósito de las calizas de la Fm. Neiba. La distribución de facies de la Fm. Ocoa denuncia inequívocamente una mayor distalidad hacia el Sureste y una clara tendencia somerizante con el paso del tiempo. Así, en el sector septentrional (Hojas de Sabana Quéliz y Constanza) se depositaron 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 olistostrómicos relacionados con episodios de inestabilidad y con la existencia de taludes.

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

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. Las cuencas neógenas

La ausencia de sedimentos neógenos en la Hoja de Sabana Quéliz obliga a recurrir a los conocimientos existentes sobre ellos en sectores cercanos, a fin de reconstruir la historia reciente de aquélla; la proximidad de la Cuenca de Azua-San Juan la convierte en el área de referencia idónea a tal fin. La abundancia de datos relativos a los materiales neógenos y cuaternarios de dicha cuenca permite mayores precisiones paleogeográficas que en el caso

de las etapas anteriores, si bien aún permanecen varios interrogantes de consideración, especialmente en lo que concierne a los mecanismos geodinámicos de dicha evolución. La sedimentación neógena dio comienzo en una cuenca amplia y, a grandes rasgos, uniforme, localizada al Suroeste del frente activo de la Cordillera Central, integrado por el Cinturón de Peralta, del cual constituiría por tanto su cuenca de antepaís.

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

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

Sea como fuere, la cuenca insinuaría una cierta estructuración ya en el Mioceno superior, como se deduce de la distribución de facies y espesores de la Fm. Trinchera, depositada fundamentalmente por sistemas turbidíticos relacionados con abanicos submarinos de cierta profundidad. El sistema principal tuvo su origen al Norte de la zona de San Juan y avanzaría hacia el Sureste “encauzado” entre los relieves de la Cordillera Central (al NE) y una incipiente sierra de Neiba (al SO). Completando este dispositivo principal, los relieves de la Cordillera Central constituirían el área fuente de sistemas deltaicos transversales al surco

principal, uno de los cuales se reconoce en las inmediaciones de Azua. La elevación del extremo suroriental de la cuenca sugerida durante el depósito de la Fm. Sombrerito, sería ya un hecho e incluso parece probable que en ella no se depositara la Fm. Trinchera.

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

La tendencia a la emersión habría individualizado la Cuenca de Enriquillo, al Suroeste de la sierra de Neiba, de la de Azua-San Juan, caracterizándose aquella por una sedimentación de tipo evaporítico. En la creación y evolución de la Cuenca de Enriquillo ha ejercido un papel preponderante la falla de Enriquillo-Plantain Garden, perteneciente a un sistema de notables desgarres de dirección principal E-O, que han articulado el desplazamiento relativo de la placa Caribeña hacia el Este, con respecto a las de Norte y Sudamérica. Dicho sistema de desgarres ha ejercido un papel decisivo en la historia más reciente de toda la región, si bien es más evidente en su sector meridional, donde en ocasiones ha condicionado los dispositivos sedimentarios.

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

El avance de las facies aluviales como culminación de la tendencia somerizante neógena fue el reflejo de la progresión en el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos, progresión que puede considerarse continua a escala geológica como sugieren la permanente reestructuración de la cuenca y las diversas discordancias encontradas en la serie neógena, con frecuencia de carácter interno. Esta progresión ha perdurado hasta el Cuaternario, como pone de manifiesto el cabalgamiento del Cinturón de Peralta sobre la Fm. Arroyo Seco (Fm.Vía) en la zona de Azua, pero no ha sido la única causa de la deformación en la región.

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

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

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

La distribución espacial y temporal del episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance del *ridge* de Beata, aunque no como proceso generador de los magmas. Por

el contrario, la distribución del episodio alcalino invoca una relación con el sistema de desgarres E-O generado durante el Neógeno. La interpretación de este fenómeno volcánico dista mucho de estar resuelta, pero un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica del *plateau* caribeño bajo el Gran Arco de Islas a finales del Plioceno, explicaría el magmatismo calcoalcalino y su migración hacia el Noreste, en tanto que un cambio en el régimen geodinámico durante el Cuaternario habría favorecido la extrusión de magmas alcalinos, de mayor profundidad, a favor de los desgarres de dirección E-O.

El volcanismo ha actuado como proceso generador del relieve y por tanto ha creado zonas sometidas a los procesos erosivos con una extraordinaria intensidad, tanto por mecanismos fluviales como gravitatorios. En este sentido, cabe destacar el sector 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.

En el ámbito de la Hoja de Sabana Quéliz, la actividad sedimentaria más reciente se ha producido en relación con la dinámica de los principales cursos fluviales (ríos Las Cuevas y Nizao), y de sus vertientes. En cualquier caso, el paso de los huracanes más recientes (David, Georges) ha dejado patente la envergadura de los procesos erosivos y sedimentarios actuales, especialmente en los valles citados.

6.GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

La Hoja de Sabana Quéliz presenta una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), generalmente de carácter caudaloso y torrencial, fuertemente encajados y con disposición radial en torno al sector de Valle Nuevo.

El mayor o menor aporte de los cursos superficiales está íntimamente relacionado con la distribución pluviométrica de la zona, que muestra una cierta uniformidad a grandes rasgos, pero que a corto plazo evidencia variaciones notables debido a su frecuente carácter tormentoso. De este modo, para un periodo de 30 años (1961-1990), la precipitación media anual es del orden de 1.000 mm, variando en dirección SO-NE desde 800 mm en el extremo suroccidental a 1.300 mm en el nororiental; en cualquier caso, esta precipitación muestra una distribución irregular, con una época seca (de diciembre a marzo) cuyos valores de precipitación media mensual se sitúan en torno a 25-50 mm, una época media (abril y noviembre) con una precipitación media mensual entre 50 y 75 mm, y una época lluviosa con precipitaciones superiores a 100 mm, destacando el mes de mayo en el que se alcanzan valores comprendidos entre 150 y 200 mm.

Entre los cursos fluviales principales destaca el río Nizao, que nace a más de 2.400 m de altitud y cuyas aguas vierten hacia el Sur; también conviene destacar por su envergadura los ríos Grande y Las Cuevas, pertenecientes a la cuenca del Yaque del Sur y cuyas aguas se encaminan hacia el Suroeste, confluyendo en la presa de Sabana Yegua. La cuenca del río Yuna también se encuentra representada, aunque mediante una serie de arroyos de pequeña envergadura. El esquema hidrográfico de la zona se completa con la presencia de numerosas áreas endorreicas de pequeña entidad.

La temperatura media anual es del orden de 20° C, dándose los mínimos en las zonas de mayor altitud, más concretamente en el extremo noroccidental de la Hoja, donde se

alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 17° C, en el mes medio menos caluroso del año (enero).

6.1.2. Descripción hidrogeológica

A grandes rasgos, la Hoja de Sabana Quéliz presenta un predominio de materiales sedimentarios de baja permeabilidad, entre los que destacan las arcillas y margas paleógenas del Cinturón de Peralta (Fig.6.1). También presentan una permeabilidad baja o muy baja los materiales volcanoclásticos e ígneos de la Fm. Tireo, si bien en el caso de éstos existen ciertas franjas de alteración, fracturación e intrusión filoniana cuya permeabilidad secundaria no debe despreciarse. Los materiales cuaternarios de origen volcánico pueden encuadrarse dentro de este grupo de permeabilidad baja-muy baja, presentando valores inferiores a 10^{-6} m/s, aunque también pueden poseer zonas de mayor permeabilidad por alteración o fisuración, susceptibles de explotación.

Esta pauta general de escaso interés hidrogeológico presenta ciertas excepciones, entre las que cabe destacar los extensos afloramientos conglomeráticos de la Fm. Ocoa y, de forma muy especial, los diversos niveles carbonatados intercalados en las series cretácica y paleógena, cuya fracturación y karstificación les confiere una elevada permeabilidad.

Los sedimentos cuaternarios muestran una gran variabilidad en cuanto a su comportamiento hidrogeológico, con depósitos endorreicos de permeabilidad muy baja frente a los depósitos fluviales de los ríos Nizao y Las Cuevas, de permeabilidad media-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular. De cualquier forma, su reducida superficie implica una influencia local, destacando por su extensión únicamente los glaciares del sector meridional de Valle Nuevo, de permeabilidad media por porosidad intergranular igualmente.

De acuerdo con lo anterior pueden establecerse tres grupos principales en función de su estratigrafía y parámetros hidrogeológicos: Fm. Tireo y granitoides encajados en ella, Cinturón de Peralta y, por último, materiales cuaternarios, apreciándose una gran heterogeneidad en este último grupo.

6.1.2.1. Fm. Tireo y Granitoides

Como ya se ha señalado, la Fm. Tireo está constituida por una potente sucesión de rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas entre las que se intercalan frecuentes niveles

sedimentarios y volcánicos. Su relación espacial con las intrusiones tonalíticas invita a su descripción conjunta desde un punto de vista hidrogeológico.

Este tipo de materiales ígneos y volcanoclásticos se caracterizan por una porosidad relativamente baja, inferior al 5 %, así como por una permeabilidad baja o muy baja. El predominio de granulometrías finas en los niveles volcanoclásticos, esta unidad se comporta, en términos generales, como prácticamente impermeable; no obstante, el valor de la permeabilidad se incrementa por porosidad intergranular en aquellos casos en que aumenta la granulometría o disminuye la compactación.

El mayor interés hidrogeológico dentro de este grupo está relacionado con las intercalaciones calcáreas existentes en el seno del conjunto volcanoclástico, cuyo espesor puede aproximarse a 200m. Predominan las calizas tableadas en niveles de orden decimétrico, generalmente fuertemente replegadas y fracturadas como consecuencia de procesos tectónicos. Estas barras calcáreas aparecen sobre el terreno como largas y estrechas bandas y se encuentran desconectadas hidráulicamente entre sí.

Pese a que se estima una permeabilidad alta por fracturación, fisuración y carstificación para estos niveles calcáreos, su escaso desarrollo vertical y su desconexión disminuyen su potencialidad hidráulica, que desde un punto de vista de explotación, queda restringida a acuíferos con cierto volumen de almacenamiento. Por su potencia y fracturación destaca entre ellos el del firme de Arabia, siendo probablemente el de mayor potencialidad hidráulica.

En cuanto a las manifestaciones tonalíticas, su muy baja permeabilidad original ($<10^{-8}$ m/s), aumenta con el desarrollo de franjas superficiales de alteración por procesos de meteorización. También se observan fisuraciones y fracturaciones debidas a esfuerzos tectónicos y la presencia de intrusiones y segregaciones filonianas que confieren cierta permeabilidad local a estos materiales.

6.1.2.2. Cinturón de Peralta

Este grupo incluye los depósitos sedimentarios de los Grupos Peralta y Río Ocoa, que poseen una considerable superficie de afloramiento, lo que les confiere un destacado papel en el funcionamiento hidrogeológico de la zona. Pese a sus evidentes diferencias litológicas con relación al grupo anterior, muestra importantes rasgos hidrogeológicos comunes con él. Así,

este conjunto aparece como una potente sucesión de muy baja permeabilidad en la que se intercalan esporádicos niveles de cierto interés hidráulico. En cualquier caso, dentro de este patrón de comportamiento general, la estratigrafía del Cinturón de Peralta permite diferenciar diversos tramos con peculiaridades propias.

Así, dentro del Grupo Peralta, la potente sucesión rítmica (superior a 1.000m) de areniscas y margas de naturaleza turbidítica correspondientes a la Fm. Ventura se caracteriza por una permeabilidad muy baja (prácticamente impermeable) que puntualmente puede aumentar por un incremento en la proporción y espesor de los niveles de areniscas.

Las calizas tableadas de la Fm. Jura, cuyo espesor se aproxima a 200m, constituyen un nivel acuífero de interés, al presentar una permeabilidad alta debido a su elevado grado de fracturación y carstificación. Posee cierta continuidad lateral, si bien como consecuencia de la tectónica puede estructurarse en acuíferos compartimentados.

La alternancia entre limolitas rojizas y calizas blancas de las Capas rojas del Jura presentan una permeabilidad muy baja ($<10^{-7}$ m/s) debido a la presencia de las primeras.

En cuanto a la Fm. El Número, es prácticamente impermeable debido al predominio de material margoso, careciendo de interés desde el punto de vista de su explotación, excepto en el caso de los niveles calcareníticos intercalados, que pueden alcanzar cierto interés local debido a su fracturación y carstificación. Con frecuencia, esta formación confina los niveles acuíferos de la Fm. Jura, generalmente a considerable profundidad debido a su espesor superior a 3.000m.

Por lo que respecta al Grupo Río Ocoa, incluye dos tramos netamente contrastado hidrogeológicamente: un tramo inferior, con predominio de lutitas oscuras y frecuentes inclusiones de conglomerados y olistolitos; y un tramo superior de conglomerados polimícticos de aspecto masivo. En conjunto, el tramo inferior es prácticamente impermeable; aunque los niveles areniscosos y conglomeráticos intercalados poseen cierta permeabilidad, su desconexión y escaso desarrollo disminuyen considerablemente su posibilidad de aprovechamiento. No ocurre lo mismo con el nivel calcáreo intercalado, de mayor desarrollo, reconocido exclusivamente al Sureste de la loma Los Corrales, que presenta una permeabilidad más elevada producto de la fracturación y carstificación que muestra.

Los conglomerados polimícticos del tramo superior superan 500m de potencia en el sector septentrional, disminuyendo progresivamente hacia el Sur. Se caracterizan por una permeabilidad baja ($<10^{-6}$ m/s) debida, fundamentalmente, a fracturación y fisuración;. en menor medida, también se debe a porosidad intergranular, aunque este factor varía en función del grado de cementación. En cualquier caso, de forma local puede aumentar la permeabilidad, alcanzándose valores medios próximos a 10^{-5} m/s, bien por un aumento de la fracturación del conglomerado cementado o por un incremento granulométrico del conglomerado suelto, existiendo en estos casos zonas localizadas susceptibles de explotación, en general con rendimientos bajos. El nivel calcáreo intercalado en la parte superior presenta permeabilidades altas por fracturación, fisuración y carstificación, aunque su escaso espesor reduce su potencialidad como acuífero.

6.1.2.3. Materiales cuaternarios

Se trata sin duda del grupo de mayor heterogeneidad en cuanto a sus características hidrogeológicas. De cualquier forma, su registro más notable corresponde con mucho a los extensos afloramientos de naturaleza volcánica distribuidos por el sector occidental. Menor relevancia poseen los depósitos sedimentarios, con una mayor variedad en cuanto a su comportamiento hidrogeológico y una superficie de afloramiento muy inferior.

Entre los materiales volcánicos, la mayor extensión corresponde a coladas basálticas y traquiandesíticas, que pese a su escasa permeabilidad original pueden albergar zonas acuíferas muy localizadas susceptibles de explotación en relación con contactos basales de coladas, brechas de flujo, zonas alteradas y planos de disyunción y de fracturación. Por su parte, las formaciones no consolidadas, correspondientes a productos de proyección aérea, son generalmente porosas, aunque no muy permeables debido a la abundancia de material fino, pudiendo constituir también acuíferos de forma localizada, aunque en general su permeabilidad varía en función del tamaño de sus componentes y del grado de cementación. En términos generales, se estima una permeabilidad baja-muy baja ($<10^{-6}$ m/s) para el conjunto volcánico cuaternario, que aumenta de forma puntual en los casos señalados.

Los depósitos sedimentarios de mayor relevancia por su extensión son los glacia, cuyos principales afloramientos se disponen sobre los materiales volcánicos cuaternarios. En general, configuran pequeñas plataformas elevadas sobre los cauces actuales, en algunos casos más de 100 m. Litológicamente predominan las gravas, con arenas en menor

proporción y arcillas que, en algunos casos, pueden ser la litología dominante. En general presentan una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, que se incrementa o decrece en función del tamaño de grano del depósito; así, el aumento en la proporción de gravas incrementa la permeabilidad, disminuyendo con el mayor contenido arcilloso. Su espesor, aunque variable, puede sobrepasar 50 m.

Uno de los rasgos hídricos más destacados en la región es la abundancia de áreas endorreicas de diverso origen, generalmente volcánico o periglaciario, aunque en todos los casos de reducidas dimensiones. Están tapizadas por limos y arcillas para los que se estima una permeabilidad muy baja ($<10^{-7}$ m/s), siendo prácticamente impermeables.

Los depósitos de terraza adquieren cierta representación en relación con los ríos Las Cuevas y Nizao, aunque en ningún caso poseen un desarrollo espectacular. Litológicamente están constituidas por gravas de granulometría muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1m; las arenas aparecen como una litología subordinada. Su permeabilidad se considera medio-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s), por la elevada porosidad intergranular que presentan; en general, la permeabilidad decrece con la antigüedad de la terraza, siendo las más altas de menor permeabilidad. Su posible utilización junto con los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los deslizamientos muestran una notable variación textural y composicional, tanto en función de su mecanismo de origen como de la composición del área madre. En cualquier caso, el tipo predominante es un conjunto heterogéneo de arcillas, cantos y bloques de espesor muy variable, estimándose valores máximos próximos a 20 m. En general, pese a estar poco consolidados, tienen una permeabilidad baja (en torno a 10^{-6} m/s) debido al predominio de material arcilloso en la matriz.

Los conos de deyección son depósitos abundantes en el ámbito de Palma Cana, tratándose de depósitos de gravas heterométricas, englobadas en una matriz areno-arcillosa; su espesor es muy variable, aunque no debe superar los 10-15 m. Para ellos se estima una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, que decrece con el aumento de finos en la matriz y aumenta con el menor grado de compactación del depósito.

Entre los depósitos con menor representación se encuentran los coluviones, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Son depósitos de reducido espesor y de

litología muy variable, predominando los cantos subangulosos heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Poseen una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, que aumenta debido al bajo grado de consolidación de estos depósitos y disminuye con el incremento de material arcilloso en la matriz.

En cuanto a los depósitos de fondo de valle, también están escasamente representados en la Hoja, destacando los correspondientes a los ríos Nizao y, especialmente, Las Cuevas, ríos que además han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges. Litológicamente están constituidos principalmente por gravas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25 cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 3m, ni tampoco las arenas. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5m. Su permeabilidad es media-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular, estando favorecida por su granulometría y su bajo grado de compactación.

6.2. Recursos minerales

En general, el territorio perteneciente a la Hoja de Sabana Quéliz no ha suscitado excesivo interés en relación con el aprovechamiento de recursos minerales, en parte, tal vez, por su difícil accesibilidad, pero especialmente por su constitución geológica poco favorable. En este sentido, tan sólo el sector noroccidental, situado en el radio de influencia de Constanza y en el que afloran rocas de naturaleza volcánica y volcano-sedimentaria, ha suscitado un cierto interés en el pasado, habiéndose realizado estudios relativos a minerales metálicos y geotermia. No obstante, las únicas evidencias de actividad minera se enmarcan en el campo de las rocas industriales y corresponden a un pequeño número de canteras de muy escasa entidad, actualmente abandonadas.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

Aunque la actividad minera en la región de Las Cañitas-Constanza se remonta a comienzos de siglo, no es sino hasta la década de los 70 cuando comienzan los estudios sistemáticos de la misma. Así, en 1974 Falconbridge Nickel Mines Limited evaluó el potencial minero de la zona, llamando la atención las anomalías de cobre en los cauces de arroyos.

Sus conclusiones dieron pie, a instancias de la Dirección General de Minería, a un estudio más detallado de la zona por parte del Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en 1980. Entre los trabajos efectuados se encuentra un mapa de indicios mineralizados, itinerarios geológicos y muestras a escala 1:20.000 del área de Constanza, que incluye parte de la región de Valle Nuevo, concretamente el área de Pinar Bonito.

Se encontró pirita diseminada, así como pequeñas vetas de malaquita en uno de los afloramientos, pero con valores poco significativos. Aunque no se cumplieron las expectativas iniciales, la presencia de niveles ácidos en la Fm. Tireo invitó a la realización de nuevos estudios relativos a Cu, Pb, Zn, Au y Ag, pero las conclusiones desaconsejaron la continuidad de la exploración en todo el área de Las Cañitas, señalando únicamente una serie de recomendaciones en caso de que continuase la exploración.

En 1984, la Dirección General de Minería, a través de la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA) y la Agencia de Minerales Metálicos de Japón (MMAJ), efectuó una nueva exploración del área de Las Cañitas acompañada de una cartografía geológica a escala 1:50.000 que cubre una pequeña zona del sector noroccidental de la Hoja de Sabana Quéliz. El interés del estudio se centró nuevamente en la potencialidad relativa a Cu, Ag, Au, Pb y Zn, basada en su presencia en las asociaciones de pirita, calcopirita, bornita, cuarzo, epidota, covellina, malaquita, limonita, calcocita y hematites especular. Al no llegarse a conclusiones optimistas en relación con el aprovechamiento de cualquiera de las sustancias citadas, el desinterés se tradujo en un total abandono de la zona.

6.2.2. Minerales energéticos

No se tiene constancia de trabajos desarrollados dentro de los límites de la Hoja relativos al campo de las sustancias energéticas, excepción hecha de una serie de campañas geotérmicas que afectan al sector noroccidental de la Hoja, incluidas en la exploración del sector Constanza-Yayas de Viajama.

6.2.2.1. Aspectos generales e historia minera

- Exploración geotérmica

La región de Yayas de Viajama-Constanza fue señalada como favorable en base a su posible potencial geotérmico, tras los estudios de investigación geotérmica de la

República Dominicana llevados a cabo en 1980 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) bajo la financiación de la Organización Latinoamericana de Energía (OLADE).

La exploración geotérmica de dicha región fue acometida en 1983 por Electroconsult, con financiación del Gobierno de Italia. Tras un reconocimiento general de tipo geológico y geoquímico, el interés se centró en el sector de Valle Nuevo, con recomendación de estudios geofísicos que incluirían la perforación de dos pozos profundos de gradiente.

El primero de los pozos fue financiado por el Servicio Geológico Nacional(SGN) y los restantes estudios posteriores, por el Banco Interamericano de Desarrollo (BID), organismo que encargó una evaluación de los estudios previos, efectuada por el SGN (1984a). Como conclusión de ésta, se constata la inexistencia de indicios suficientes para confirmar la existencia de un reservorio, que en cualquier caso se localizaría a más de 1.500m de profundidad, cuya explotación pudiera ser rentable.

6.2.2.2. Potencial minero

De los trabajos geotérmicos anteriores y del conocimiento geológico de la zona se desprende que los niveles de riolitas y calizas de la Fm. Tireo presentan las características más apropiadas para constituir reservorios geotérmicos. Sin embargo, la posibilidad señalada por la geofísica, según la cual el reservorio se encontraría a más de 1.500m de profundidad, descartaría estos niveles como tal, ya que afloran en el sector El Convento-Aserradero (Hojas de Constanza-Sabana Quéliz) y su presencia a dicha profundidad resultaría difícil de justificar.

En virtud de la incertidumbre existente acerca de la geología del subsuelo de la región, resulta difícil evaluar su potencialidad y rentabilidad que, de cualquier manera, no parecen excesivas.

6.2.3. Rocas industriales y ornamentales

Se trata del único grupo de sustancias del que se tiene constancia de haber sido objeto de explotación en la Hoja, si bien en todos los casos dentro del campo de las rocas industriales.

6.2.3.1. Aspectos generales históricos

Al igual que en el caso de los minerales metálicos y no metálicos, se constata un gran desinterés histórico por este tipo de sustancias en la zona, como se desprende de los inventarios realizados. El más reciente, elaborado por INYPSA (1985), señala la existencia de únicamente siete canteras, de pequeña envergadura, encontrándose abandonadas todas en dicha fecha; en la actualidad, la mayor parte de dichas canteras como de las del nuevo inventario son prácticamente irreconocibles, confirmando la escasa importancia de este sector en la región. Durante la realización del presente trabajo se han inventariado seis canteras, cuyas principales características se resumen en el cuadro 6.2.

CUADRO 6.2. RESUMEN DE LA EXPLOTACIÓN DE ROCAS INDUSTRIALES EN LA HOJA DE SABANA QUÉLIZ

NÚMERO	COORDENADAS	SUSTANCIA	PROVINCIA	ACTIVIDAD	RESERVAS
1	323.550 2079.700	Traquiandesita	La Vega	Abandonada	Grandes
2	324.700 2078.400	Traquiandesita	La Vega	Abandonada	Grandes
3	324.650 2078.400	Traquiandesita	La Vega	Abandonada	Grandes
4	327.300 2075.000	Traquiandesita	La Vega	Abandonada	Grandes
5(*)	329.100 2074.150	Conglomerado	La Vega	Abandonada	Grandes
6(*)	330.550 2072.500	Conglomerado	La Vega	Abandonada	Grandes

(*) Canteras incluidas en el “Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción” (INYPSA, 1985)

Se trata en todos los casos de materiales encaminados al campo de los áridos. En unos casos pueden considerarse áridos naturales, ya que los niveles volcánicos aparecen como brechas fácilmente disgregables, pudiendo decirse lo mismo de algunos conglomerados débilmente cementados o coluvionados; en otros casos, su mayor consistencia hace que se consideren como áridos de trituración. Todas las canteras respondían a un ámbito local y a pequeñas demandas circunstanciales que, por su ubicación parecen inequívocamente relacionadas con la construcción y reparación de la carretera San José de Ocoa-Constanza.

6.2.3.2. Descripción de las sustancias

- Rocas Volcánicas

Pertencen a este grupo cuatro pequeñas canteras de fácil acceso, ubicadas en afloramientos de traquiandesitas pertenecientes al volcanismo cuaternario de la región (1, 2, 3 y 4), actualmente abandonadas. La única que en la actualidad permite observaciones y además evidencia una actividad relativamente reciente se localiza en el paraje de Vallecito (3), pudiendo apreciarse diversas coladas superpuestas de carácter bréchico. Aunque dentro del campo de los áridos las rocas volcánicas son un producto de trituración normalmente, las características de algunos afloramientos como el mencionado hacen que hayan podido ser tratados como naturales.

- Conglomerado

Se han reconocido dos canteras de reducidas dimensiones y fácil accesibilidad que aprovechaban niveles conglomeráticos de la Fm. Ocoa (5 y 6). Una de ellas (5) evidencia un largo periodo de abandono, en tanto que la otra (6) presenta signos de explotación esporádica, sin duda relacionada con las inacabables reparaciones de la carretera citada anteriormente. Su aprovechamiento como áridos naturales se vería favorecido especialmente por sus frecuentes coluvionamientos.

Los ensayos disponibles de muestras correspondientes a estas canteras han señalado valores de 1.5 y 4.4 para el porcentaje de absorción, así como 33.14 y 76.54 para la prueba de desgaste los Angeles.

6.2.3.3. Potencial minero

La acusada situación de abandono del sector minero en la zona refleja, de paso, sombrías expectativas relativas al aprovechamiento de este tipo de sustancias, cuyo potencial parece prácticamente restringido al campo de las rocas industriales. En efecto, la inexistencia de canteras que hayan tenido fines ornamentales no responde a una coyuntura temporal sino que obedece a una carencia prácticamente total, tanto de demanda como de recursos.

Muy diferente es el caso de la potencial extracción de áridos, cuyas reservas podrían considerarse prácticamente inagotables, pero que en realidad tan sólo responden a demandas coyunturales de pequeña envergadura y uso local. En este sentido, prácticamente la totalidad de los materiales aflorantes en la Hoja son susceptibles de empleo como áridos.

En el caso de los áridos naturales, las gravas y arenas cuaternarias no poseen excesivo desarrollo, pero sí una gran facilidad extractiva, lo que, por otra parte las condena a su rápido abandono una vez cubiertas las necesidades de áreas próximas. En cuanto a los materiales susceptibles de empleo como áridos de trituración, su potencialidad es extraordinaria, pero su localización en áreas montañosas, alejadas de núcleos de población, junto con unos procesos de transformación más complejos que en el caso de los naturales, hacen de su posible uso algo muy remoto. En respuesta a posibles demandas podrían incluirse en este grupo las calizas de las Fms. Tireo, Jura, El Número y Ocoa, así como los niveles volcanoclásticos de la Fm. Tireo, los materiales volcánicos pertenecientes a ésta y al magmatismo cuaternario, las areniscas de la Fm. Ventura y los conglomerados de la Fm. Ocoa.

Por otra parte, los materiales margosos de las Fms. Ventura, El Número y Ocoa no poseen un carácter favorable para su potencial aprovechamiento, a pesar de su extensión. Su contenido de carbonato descarta su empleo como producto cerámico, e igualmente, la intercalación de areniscas desaconseja su utilización como aglomerante. En relación con este uso, las calizas de la Fm. Jura podrían llegar a tener interés en la fabricación de cal o cemento, si la socioeconomía de la región sufriera una profunda transformación.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

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

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

7.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Sabana Quéliz se han inventariado tres Lugares de Interés Geológico: Centro volcánico de Valle Nuevo, Valle del río Las Cuevas y Corte del río Nizao. A diferencia de los Lugares de otras regiones, se trata de amplias áreas cuya visualización requiere largos itinerarios. En la actualidad su acceso es extremadamente dificultoso y, en el mejor de los casos, complicado, lo que unido a la baja espectacularidad de la mayor parte de los afloramientos, aconseja que cualquier intento de visita sea preparado de forma concienzuda.

7.2. Descripción de los Lugares

Se describen los L.I.G. considerados, señalando el tipo de interés en función de su contenido, de su posible utilización de acuerdo con su contenido científico, didáctico, económico o científico, así como de su ámbito de influencia (local, regional, nacional o internacional).

- Centro volcánico de Valle Nuevo

Pese a su escasa espectacularidad, constituye el centro emisor mejor conservado del episodio efusivo cuaternario de la región, por lo que su interés principal es de tipo petrológico, con un interés subordinado de tipo geomorfológico; por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

Se trata de una amplia zona, muy abrupta, en su mayor parte situada por encima de 2.000m de altitud. El acceso debe realizarse mediante vehículo todoterreno desde Constanza, pero dentro de la zona, la mayor parte de los itinerarios deben efectuarse a pie. A lo largo de la carretera de acceso, aún en la Hoja de Constanza es posible efectuar diversas observaciones de interés relativas a la Fm. Tireo. Son muy numerosas las manifestaciones de sus típicos niveles volcano-clásticos (unidad 1), pero el primer nivel que llama poderosamente la atención corresponde a un resalte riolítico (unidad 6) localizado inmediatamente al Sur de El Convento. Una vez pasada la valla de entrada al recinto de Valle Nuevo se puede observar el derrame de una colada basáltica (unidad 20) sobre los materiales cretácicos y avanzando algo más, un buen afloramiento de calizas tableadas (unidad 3) correspondientes a los niveles superiores de la Fm. Tireo, así como un delgado nivel de chert, cercano ya al límite de la Hoja de Sabana Quéliz.

Pese a la intensa acción de los agentes externos durante el Cuaternario, aún es posible reconocer en la región de Valle Nuevo una cierta variedad composicional, morfológica y textural, relativa a las manifestaciones volcánicas cuaternarias, con un predominio de los componentes traquiandesíticos y basálticos. El relieve de la región está directamente relacionado con este magmatismo, que habría actuado fundamentalmente de dos maneras: una, como creador de relieve mediante la

construcción de edificios a través de los que se producirían las emisiones, y otra, como nivelador del relieve preexistente, merced a la superposición de diversas coladas.

Los primeros afloramientos una vez alcanzada la Hoja corresponden a coladas basálticas (unidad 20) con una marcada disyunción groseramente ortogonal; aparentemente se trata lavas de baja viscosidad y, por tanto, elevada capacidad de flujo. En muestra de mano aparecen como rocas de textura porfídica con fenocristales de clinopiroxeno y olivino.

Al pie del Alto de Primera Cañada aparece el tipo petrológico más abundante, correspondiente a traquiandesitas (unidad 21); aunque aquí sus afloramientos son deficientes, con una intensa meteorización que enmascara su carácter brechoide, en muestra de mano se diferencian claramente del tipo anterior por sus tonos más claros, su mayor grado de cristalización y la presencia de grandes fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Al Sureste de Sabana Quéliz, en la base de la secuencia se han reconocido productos piroclásticos de color blanquecino, dispuestos en niveles de orden decimétrico a métrico. Las grandes elevaciones localizadas al Oeste de la carretera corresponden a centros de emisión de los que partirían coladas cuyo máximo desarrollo se alcanzaría hacia el Sur y Sureste, existiendo buenas panorámicas de ellas desde el paraje de Vallecito de Carlos, donde también se pueden observar pequeñas depresiones endorreicas cuya génesis está ligada a la del relieve volcánico (unidad 25).

La relación entre ambos grupos magmáticos muestra una mayor antigüedad de las coladas basálticas, a las que se superpondrían los edificios traquiandesíticos. Esta relación es visible en la senda que partía del antiguo poblado de Valle Nuevo hacia el Alto del mismo nombre, así como en la que partiendo del aserradero se encaminaba hacia Los Robles.

Completando el esquema petrológico de la provincia magmática es posible la observación de basaltos con biotita (unidad 22) en el arroyo de Primera Cañada y la de basaltos marcadamente afaníticos (unidad 23) en el arroyo de Agua Blanca. La ubicación temporal de los primeros resulta difícil, en tanto que los segundos constituyen la manifestación más reciente, adaptándose fielmente a la red fluvial actual.

Pese a la escasa calidad de los afloramientos, resulta obligada la observación de los conglomerados conocidos en la literatura regional como “del Alto Bandera”. Se trata de conglomerados polimícticos de aspecto masivo (unidad 15) pertenecientes al Grupo Río Ocoa y atribuidos al Eoceno superior. Sus mejores afloramientos se localizan en el ámbito de la carretera que sube al Alto de la Bandera, si bien su acceso es restringido por pertenecer a una instalación militar. En cualquier caso, presenta diversos afloramientos en la carretera a San José de Ocoa, a partir del cerro de Sabana de la Cruz, en los que pueden observarse sus características básicas.

- Valle del río Las Cuevas

Es un área de gran variedad geológica, tratándose de un largo itinerario a lo largo del río Las Cuevas. A fin de seguir el orden stratigráfico, es recomendable su inicio desde el Oeste. El acceso es extremadamente difícil tras el paso del huracán Georges, si bien con anterioridad a él podía accederse en vehículo todoterreno hasta La Finca, pequeño núcleo de población cercano al límite de las Hojas de Padre Las Casas y Sabana Quéliz; en la actualidad, el mejor acceso es el que ofrece la pista que desde San José de Ocoa llega al paraje de Las Cuevas. Su interés principal es de tipo stratigráfico y geomorfológico, con un interés subordinado de tipo petrológico, pudiendo catalogarse como de interés científico y didáctico por su posible utilización, así como de interés regional por su ámbito de influencia.

Partiendo de La Finca, y tomando el valle del río Las Cuevas aguas arriba, aparece un primer afloramiento de las típicas calizas tableadas blancas de la Fm. Jura (unidad 9) con espectaculares pliegues y, posteriormente, un gran talud deja al descubierto el aspecto de las margas con intercalaciones rítmicas de areniscas de la Fm. El Número (unidad 11). El serpenteante tránsito en éste y otros puntos del valle se debe a su dispositivo de meandros encajados, apreciándose a lo largo de él diversos niveles de terrazas, así como conos de deyección de envergadura variable, destacando por sus dimensiones el de Palma Cana.

Mención aparte merece por su espectacularidad la loma de los Hijos que, localizada en el límite entre ambas Hojas está coronada por una potente colada basáltica (unidad 19) con una marcada disyunción columnar.

El tránsito hasta La Piedra Colorada ofrece diversos aspectos de las ya reseñadas calizas tableadas blancas de la Fm. Jura, que pueden intercalar niveles de conglomerados polimícticos, y de las potentes margas de la Fm. El Número, así como del característico nivel limolítico rojo interpuesto entre ambas (unidad 10), denominado aquí “Capas rojas de Jura”. En este tramo del itinerario llama la atención el derrame basáltico que desde la loma de Sabana Abajo desciende hacia el valle, sugiriendo la juventud de su emisión.

Inmediatamente antes de la confluencia con el arroyo de Los Limones se aprecia un potente nivel de calizas fosilíferas (unidad 13) correspondiente a una de las intercalaciones de la Fm. El Número, más frecuentes en su parte superior y que evidencian una tendencia somerizante.

Un tramo conglomerático (unidad 15) antes de alcanzar la confluencia con el arroyo de Los Derramaderos, pone fin a los afloramientos del Grupo Peralta, atribuido al Eoceno, y da paso al Grupo Río Ocoa, asignado aquí al Eoceno superior. A lo largo del corte, la Fm. Ocoa no presenta sus típicas facies desorganizadas con olistolitos de diversa naturaleza; por el contrario, sobre el tramo de conglomerados se dispone una potente sucesión margosa que intercala de forma rítmica finos niveles de areniscas (unidad 14) y sobre ella, culminando la serie ya en la carretera Constanza-San José de Ocoa, un nuevo tramo de conglomerados polimícticos idénticos a los anteriores, que dan lugar a un extensísimo afloramiento, el mismo del Alto de la Bandera citado en el Lugar previamente descrito.

- Corte del río Nizao

Este Lugar supone la continuación del denominado “Corte de La Estrechura” en la vecina Hoja de Arroyo Caña. A él se accede con vehículo “todoterreno” por la pista que une la localidad de los Quemados, en la Hoja de Arroyo Caña, con Quita Sueño ; a partir de aquí el trayecto se efectúa a pie por el cauce del río Nizao, razón por la cual es imprescindible que el caudal del río sea bajo, ya que en caso contrario el recorrido es imposible o muy dificultoso.

Se trata de un corte característico de la Fm. Tiro en esta región y por tanto tiene un interés principal de tipo estratigráfico y petrológico, con un interés subordinado de tipo

tectónico, dado que también permite observar las imbricaciones internas de esta formación.

El itinerario comienza unos 300m aguas debajo de la localidad de Quita Sueño, donde afloran las coladas andesíticas que constituyen una importante intercalación en la parte baja del conjunto volcanoclástico de La Estrechura. Estas rocas se distinguen en el paisaje por su aspecto masivo y sus tonalidades marrones-rojizas, y en detalle, por la característica presencia de fenocristales alterados de plagioclasa y, en menor proporción, anfíboles, flotando en una matriz microcristalina. En el cauce del río, cerca de las casas de Quita Sueño, la parte basal de esta unidad presenta una fuerte tectonización, que anuncia un posible contacto mecánico. La presencia de este contacto mecánico, en realidad un cabalgamiento, se puede comprobar haciendo una incursión por el arroyo Copey donde el plano de cabalgamiento y las rocas de falla (cataclasitas foliadas) a él asociadas afloran inmediatamente por encima de un potente tramo de calizas.

De vuelta al río Nizao y pasado este primer cabalgamiento, se corta de nuevo la serie volcanoclástica. En este caso, aparte de los términos masivos típicos de esta serie, en un núcleo anticlinal afloran tramos bien estratificados de conglomerados y brechas, tobas de lapilli y tobas cineríticas, dispuestos en capas de orden métrico y decimétrico, indicando en conjunto, un retrabajamiento de la serie volcanoclástica masiva en un medio sedimentario. Inmediatamente aguas arriba, se corta un cuerpo intrusivo de composición ácida, bastante alterado que se asocia a los cuarzoqueratófidos característicos de esta formación. Se trata de una roca granuda formada por grandes cristales seriados de cuarzo y plagioclasa. Más adelante, se cortan de nuevo las andesitas que en este caso no forman un afloramiento continuo y de carácter masivo, sino que aparecen alternando con términos más o menos estratificados de la serie volcanoclástica. La base de todo el conjunto descrito coincide de nuevo con un cabalgamiento que superpone las andesitas sobre otro tramo de calizas tableadas. Aunque el plano de este cabalgamiento no es visible con nitidez, a la altura de Desecho Largo es posible observar a techo de las calizas planos fuertemente estriados, indicando un claro sentido de movimiento inverso del bloque de techo.

Por último, el itinerario se puede completar entrando por el arroyo Bonito o arroyo Arabia donde se corta el último tramo mencionado de calizas tableadas a techo de una

nueva serie volcanoclástica de carácter masivo. Este tramo calcáreo tiene unos 50m de espesor y esta formado por capas decimétricas de calizas blancas y grises que en lámina delgada resultan ser mayoritariamente biomicritas de Globigerínidos. Dentro del tramo calcáreo se observan niveles de areniscas y grauvacas de composición volcánica y abundante chert. Subiendo por el arroyo y dentro ya de la serie volcanoclástica, se llega a un cuerpo máfico de origen aparentemente intrusivo por su aspecto granudo, que corresponde a un gabro piroxénico. La importancia de esta roca es que se cita por primera vez en la Fm. Tireo y aunque se desconoce su origen se puede interpretar como una roca hipoabisal relacionada con las emisiones basálticas. Inmediatamente aguas arriba de este afloramiento se corta un pequeño cuerpo de tonalitas que contiene mineralizaciones dispersas de sulfuros metálicos. El trayecto acaba unos 200m aguas arriba en una angostura labrada en un nuevo tramo de calizas cuyo contacto con la serie anterior se realiza por medio de otro cabalgamiento. Aunque el plano de éste no es visible, sin embargo en las calizas resultan evidentes los efectos de la deformación cataclástica asociada a su movimiento.

8. BIBLIOGRAFÍA

- **ARICK, M.B. (1941):** *Annual report of Geological Department*, New York, 34p.
- **BERMÚDEZ, P.J. (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication*, 25, 322p.
- **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. En: *Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana*, escala 1:250.000.
- **BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): Un édifice de nappes Crétacé polyphase. *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 200 p. (Inédito).
- **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 Société Géologique 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. En: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America. Mem.* 98:11-84.

- **BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERS (BRGM) (1980):** Las Cañitas Report. (Inédito).
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984a):** Proyecto geotérmico Yayas-Constanza. (Inédito).
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984b):** Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500p.
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1999):** Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos geológicos.
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) 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. (Inédito).
- **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, 174p.
- **DOLAN, J.F., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991):** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En: *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.

- **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*, 174p.
- **DRAPER, G. y GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997):** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.
- **ELECTROCONSULT (1983):** Estudio de pre-factibilidad del área geotérmica Yayas-Constanza. República Dominicana. Santo Domingo, Dirección General de Minería, 23p. (Inédito).
- **FALCONBRIDGE NICKEL MINES LIMITED (1974):** Geological and geochemical reconnaissance, Las Cañitas concession, Province of Azua-Dominican Republic. (Inédito).
- **FEIGENSON, M. (1978):** Petrology and strontium isotope geochemistry of the loma Cabrera batholith, Dominican Republic. *M.S. Thesis*. George Washington University, 122p.
- **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.
- **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. Secretaría General de Estado de Obras Públicas y Comunicaciones, 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.

- **KESLER, S.E. y SUTTER, J.F. (1977):** Progress report on radiometric age determination in the Caribbean region. En: *Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference*, 85-86.

- **KESLER, S.E., SUTTER, J.F., BARTON, J.M. y SPECK, R.C. (1991):** Age of Intrusive Rocks in Northern Hispaniola. 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., SUTTER, J.F., JONES, L.M. y WALKER, R.L. (1977):** Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5: 245-247.

- **LADD, J., SHIH, T.C. y TSAI, C.J. (1981):** Cenozoic tectonics of central Hispaniola and adjacent Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 466-489.

- **LEWIS, J.F. (1982):** Granitoid Rocks in Hispaniola. En: *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980*. Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 391-401.

- **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 Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LEWIS, J.F., VESPUCCI, P., ROBINSON, E., MING-JUNG, J., EVA, A. y BRYANT, A. (1987):** Paleogene stratigraphy of the Padre Las Casas and adjacent areas in the southeast Cordillera Central, Dominican Republic. En: *Transactions of the 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia* (DUQUE-CARO, H., Ed.). *Ingeominas*. Bogotá, Colombia, 229-237.

- **MANN, P. (1983):** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. *Thesis*. New York University, Albany, 688p. (Inédito).

- **MANN, P., BURKE, K. y MATSUMOTO, T. (1984):** Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 311-324.

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

- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. 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.

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

- **MANN, P., TAYLOR, F.W., EDWARDS, R.L. y KU, TL. (1995):** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, V. 246: 1-69 p.

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

- **MAURRASSE, F. (1982):** Presentations, transactions du 1er colloque sur la geologie d'Haiti. Port-au-Prince, 286p.
- **MATTHEWS, J.E. y HOLCOMBE, T.L. (1976):** Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. En: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministere de l'Industrie et la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, 235-242.
- **MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraibe: 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 Cañitas area, Dominican Republic. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 55p. (Inédito).
- **OLADE (1980):** Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana; estudio de reconocimiento-informe geoquímico. En: BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES (BRGM) y ORGANIZACIÓN LATINOAMERICANA DE ENERGIA (OLADE). Orleans, Quito, 24p.
- **PALMER, H.C. (1963):** Geology of the Monción, Jarabacoa area, Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University, New Jersey, 256p.
- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region* (DENG, G. y CASE, J.E., Eds.). *Geological Society of America*. Boulder, Colorado, 404-432.
- **RAMIREZ, M.I. (1995):** Neotectonic Structures and Paleostress in the Azua region. South-Central Hispaniola. *Thesis, Florida International University*. Miami, Florida, 144 p. (Inédito).
- **VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C. (1921):** A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. En: *Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos* (Editora de Santo Domingo). Santo Domingo, 18 (1983), 268p.

- **VESPUCCI, P. (1982):** Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of Hispaniola. *9ª Conferencia Geologica del Caribe*. Santo Domingo, 1: 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.
- **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.