



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

AZUA

(6071-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

- Alberto Díaz de Neira (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Alberto Díaz de Neira (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)

ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Javier Solé (INYPSA)

ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Alfredo Martínez (INYPSA)

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

- Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

- Carmen Antón Pacheco (ITGE)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)
- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Eusebio Lopera (ITGE)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Unidad Técnica de Gestión del proyecto SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE 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 mejorar la 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.
- Mapa de muestras.
- Album de fotos.
- Informe sedimentológico.

- Lugares de interés geológico.

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Azua se encuentra situada al Norte de la bahía de Ocoa, en el sector meridional de La Española, en la zona de confluencia entre la Cordillera Central, que se eleva en los sectores septentrional y oriental, y la Cuenca de Azua, que configura el Llano del mismo nombre.

Los materiales más antiguos afloran en el ámbito de la Cordillera, constituida aquí por el Cinturón de Peralta, franja de sedimentos paleógenos muy potentes, en la que se reconocen dos grupos deposicionales mayores de importante componente turbidítico: Gr. Peralta y Gr. 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 (Fm. Ocoa), con cierto carácter olistostrómico.

La Cuenca de Azua está rellena por una potente serie sedimentaria neógena de carácter somerizante que evolucionó desde facies típicamente marinas (Fms. Sombrerito, Trinchera y Quita Coraza) a facies de ambientes continentales (Fms. Arroyo Blanco y Vía). No obstante, esta serie aflora de forma discontinua al quedar oculta bajo un extenso sistema de abanicos aluviales que, orlando la cordillera, alcanzan la costa.

La estructuración del Cinturón de Peralta es la de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE avanzando hacia el Suroeste, hasta cabalgar sobre la Cuenca de Azua a través de la zona de falla de San Juan-Los Pozos, proceso durante el cual se produjo igualmente el plegamiento de la Cuenca. Esta estructuración general sufrió importantes modificaciones posteriores en la zona: por una parte, un arqueamiento generalizado en el ámbito de la bahía de Ocoa, provocado por el *indenter* del *ridge* de Beata y, por otra, la creación de un destacado sistema de fallas de dirección E-O relacionadas con la falla de Enriquillo-Plantain Garden.

La configuración geomorfológica de la zona implica que la actividad actual esté presidida por las dinámicas litoral y fluvial, siendo ésta última la causa de un importante riesgo de avenidas en las áreas de salida a la llanura de los numerosos ríos, arroyos y cañadas que surcan la Cordillera. Por otra parte, la situación de la región en la encrucijada entre varios

accidentes geodinámicos de gran envergadura hace que el riesgo sísmico también sea importante, como denuncian los terremotos acontecidos en la época histórica.

ABSTRACT

The 1:50.000 Sheet of Azua is located on the southern margin of Hispaniola, just to the north of the Ocoa Bay, in an area where the Cordillera Central joins the Azua basin.

The oldest materials outcropping in this Sheet belong to the Peralta Belt, a thick pile of Paleogene deposits that define the southern flank of the Cordillera. In this 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 infill of the Azua basin is of Neogene age and it also has an upwelling evolution: the sedimentary facies record marine environments in the lower units (Sombrerito, Trinchera and Quita Coraza Fms.) that pass into continental environments in the upper ones (Arroyo Blanco y Vía Fms.). The outcrop of these units is not complete as they are partially hidden by an extense system of Quaternary alluvial fans that departing from the neighbouring relieves of the Cordillera Central, reach the coast.

The Peralta domain developed as a NW-SE fold and thrust belt which progressed to the SW until overthrusting the Azua basin by means of the San Juan-Los Pozos fault zone, producing at the same time the general folding of this basin. At the latest stages of its development, the structure of the 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.

From the geomorphological point of view, the region is dominated by the coastal and fluvial dynamics, being the last one eventually the focus of geological risk in terms of floods along the alluvial plains of the main rivers. Also to be considered in this area is the occurrence of historical earthquakes associated to major structures.

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Metodología	1
1.2. Situación geográfica	2
1.3. Marco geológico	3
1.4. Antecedentes	3
2. ESTRATIGRAFÍA	6
2.1. Paleógeno	6
2.1.1. <u>Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta)</u>	7
2.1.1.1. Formación Ventura (1) Areniscas tableadas y ocasionalmente masivas con intercalaciones lutíticas. Eoceno inferior-medio.....	9
2.1.1.2. Formación Jura (2) Calizas tableadas blancas. Eoceno medio.....	12
2.1.1.3. Formación Jura (3) Conglomerados polimícticos de tonos claros. Eoceno medio.....	14
2.1.1.4. Capas rojas del Jura (4) Alternancia de aspecto pizarroso de lutitas rojas y calizas blancas. Eoceno medio-superior.....	15
2.1.1.5. Formación El Número (5) Margas con intercalaciones rítmicas de calizas y calcarenitas. Eoceno superior.....	17
2.1.2. <u>Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)</u>	19
2.1.2.1. Formación Ocoa (6) Margas de tonos verdes. Eoceno superior.....	21
2.1.2.2. Formación Ocoa (7) Lutitas con olistolitos de naturaleza y dimensiones variables. Eoceno superior.....	22
2.1.2.3. Formación Ocoa (8) Alternancia rítmica de margas y areniscas. Eoceno superior.....	23

2.1.2.4. Formación Ocoa (9) Lutitas oscuras con frecuentes inclusiones de conglomerados y olistolitos. Niveles alternantes de lutitas y areniscas. Eoceno superior.....	24
2.1.2.5. Formación Ocoa (9a) Olistolitos de composición tonalítica. Eoceno superior	26
2.1.2.6. Formación Ocoa (10) Conglomerados polimícticos oscuros. Eoceno superior	28
2.1.2.7. Formación Ocoa (11) Calizas tableadas blancas. Eoceno superior	28
2.2. Neógeno.....	29
2.2.1. <u>Mioceno-Pleistoceno inferior</u>	30
2.2.1.1. Formación Sombrerito (12) Margas grises con intercalaciones rítmicas de areniscas. Mioceno inferior	32
2.2.1.2. Formación Sombrerito (13) Calizas tableadas blancas y rosadas. Mioceno inferior-medio.....	33
2.2.1.3. Formación Sombrerito (14) Margas con intercalaciones de areniscas y calizas. Mioceno medio-superior	35
2.2.1.4. Formación Trinchera (15) Areniscas tableadas con intercalaciones rítmicas de margas y tramos conglomeráticos. Mioceno superior-Plioceno.....	36
2.2.1.5. Formación Quita Coraza (16) Margas y areniscas tableadas. Plioceno	39
2.2.1.6. Formación Arroyo Blanco (17) Conglomerados, areniscas y arcillas. Plioceno	41
2.2.1.7. Formación Vía (18) Conglomerados blancos y arcillas. Plioceno-Pleistoceno inferior.....	43
2.3. Cuaternario	45
2.3.1. <u>Cuaternario continental</u>	45
2.3.1.1. Fondos de dolina (19) Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno ...	45
2.3.1.2. Glacis (20) Gravas, arcillas y arenas. Pleistoceno.....	46
2.3.1.3. Abanicos aluviales (21) Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno-Holoceno	46
2.3.1.4. Canales meandriformes y llanura de inundación (22) Gravas, arenas y arcillas. Holoceno	47

2.3.1.5. Terrazas medias-altas, terrazas bajas (23,24) Gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno	48
2.3.1.6. Deslizamientos (25) Arcillas, cantos y bloques. Pleistoceno-Holoceno	49
2.3.1.7. Fondos endorreicos (26) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno	49
2.3.1.8. Coluviones (27) Cantos, arenas y arcillas. Holoceno	49
2.3.1.9. Fondos de valle (32) Gravas, arenas y arcillas. Holoceno	50
2.3.2. <u>Cuaternario litoral</u>	50
2.3.2.1. Dunas (28) Arenas. Holoceno.....	50
2.3.2.2. Depósitos lagunares (29) Lutitas y sales. Holoceno	51
2.3.2.3. Playas y barreras (30) Acumulaciones de corales. Holoceno	51
2.3.2.4. Depósitos litorales (31) Gravas y arenas. Holoceno	52
2.3.2.5. Playas (33) Arenas y gravas. Holoceno.....	52
3. TECTÓNICA.....	53
3.1. Contexto geodinámico de La Española.....	53
3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	56
3.3. Estructura de los principales dominios y de las tectónicas más recientes	60
3.3.1. <u>Estructura del basamento</u>	60
3.3.2. <u>Estructura del Cinturón de Peralta</u>	64
3.3.2.1. Estructura del Grupo Peralta	65
3.3.2.2. Estructura de la Formación Ocoa	70
3.3.2.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación.....	72
3.3.3. <u>Estructura de la Cuenca de Azua</u>	74
3.3.3.1. Estructura general de la cuenca	75
3.3.3.2. Estructura relacionada con la colisión del <i>ridge</i> de Beata	78
3.3.3.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación.....	81
3.3.4. <u>La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad</u>	82

4. GEOMORFOLOGÍA	86
4.1. Descripción fisiográfica.....	86
4.2. Análisis morfológico	87
4.2.1. <u>Estudio morfoestructural</u>	87
4.2.1.1. Formas estructurales.....	88
4.2.2. <u>Estudio del modelado</u>	89
4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa.....	89
4.2.2.2. Formas fluviales	90
4.2.2.3. Formas poligénicas	92
4.2.2.4. Formas eólicas	93
4.2.2.5. Formas lacustres-endorreicas	94
4.2.2.6. Formas litorales	94
4.2.2.7. Formas kársticas	95
4.3. Evolución dinámica.....	96
4.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos.....	98
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	100
5.1. El arco insular del Cretácico superior	101
5.2. La cuenca paleógena de <i>back-arc</i>.....	103
5.3. Las cuencas neógenas	106
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	111
6.1. Hidrogeología	111
6.1.1. <u>Hidrología y climatología</u>	111
6.1.2. <u>Descripción hidrogeológica</u>	112
6.1.2.1. Cinturón de Peralta.....	112

6.1.2.2. Cuenca de Azua	113
6.1.2.3. Materiales cuaternarios	114
6.2. Recursos minerales	117
6.2.1. <u>Sustancias energéticas</u>	118
6.2.1.1. Aspectos generales e historia minera	119
6.2.1.2. Potencial minero.....	120
6.2.2. <u>Rocas industriales y ornamentales</u>	121
6.2.2.1. Aspectos generales e históricos	121
6.2.2.2. Descripción de las sustancias.....	123
6.2.2.3. Potencial minero.....	124
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	126
7.1. Relación de los L.I.G.	126
7.2. Descripción de los Lugares.....	126
8.BIBLIOGRAFÍA.....	126

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. (INYPSA) 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 Azua se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA, tomadas en los años 1983-84, y 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 Azua (6071-II) se encuentra situada en el sector meridional de la República Dominicana (Fig.1.1), concretamente al Norte de la bahía de Ocoa. Prácticamente la totalidad de su territorio pertenece a la provincia de Azua, excepto su ángulo nororiental, perteneciente a la de Peravia. Desde un punto de vista fisiográfico, se observan dos grandes dominios: la planicie que orla la bahía y su reborde montañoso.

El reborde montañoso corresponde a las estribaciones suroccidentales de la Cordillera Central y ocupa los sectores septentrional y oriental de la Hoja. Se caracteriza por un relieve muy abrupto, con elevaciones que superan los 1.000m a tan sólo siete kilómetros de la costa (1.025m en los firmes de la Bandera y del Cañaverl), lo que condiciona un profundo encajamiento de la red fluvial. En el sector noroccidental las alineaciones montañosas poseen la típica orientación NO-SE de la Cordillera, pasando hacia el Este sucesivamente a E-O y NO-SE, disponiéndose según N-S en el sector suroriental, donde son conocidas como sierra de El Número.

Por lo que respecta a la planicie, forma parte del sector oriental del Llano de Azua, constituyendo una superficie ligeramente inclinada desde la base del sistema montañoso hasta la línea de costa. Su monotonía, a modo de tapiz espinoso, con predominio de guazábaras, acacias y cayucos, se interrumpe por la presencia de una serie de pequeñas elevaciones de forma alomada, de entre las que destacan el cerro El Peñón (125m) y especialmente, la loma de la Vigía (347m), cuyos acantilados contrastan con el resto del litoral, caracterizado por una costa baja con reducidas y escasas playas arenosas.

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter intermitente, que procedentes de la orla montañoso, desembocan en la bahía; de entre ellos destacan los ríos Jura, Vía, Grande, Banilejo y Ocoa, así como el arroyo Hatillo. Carecen de una orientación definida que, en cualquier caso, se encuentra

fuertemente condicionada por la compleja estructura; la litología también condiciona de forma notable el comportamiento hidrográfico de la zona, como denotan las acusadas tendencias endorreicas observables en diversos puntos del sector suroccidental, especialmente.

Sus habitantes se encuentran muy desigualmente distribuidos, concentrándose fundamentalmente en la planicie, cuyos núcleos de población más destacados son, además de Azua, capital provincial, Las Charcas y Estebanía. Su principal fuente de ocupación es la agricultura, con extensas fincas localizadas en el ámbito de influencia de las poblaciones citadas; la actividad ganadera, siendo muy inferior, se encuentra más diseminada. Otra fuente de ingresos es la relacionada con el sector terciario, como consecuencia de su situación a modo de encrucijada entre la región del Suroeste y Santo Domingo; debido a ello y a su proximidad a Puerto Viejo, alberga una densa red de comunicaciones por carreteras y pistas, excepto en las zonas montañosas.

Se trata de una región sometida a constantes acontecimientos naturales de tipo catastrófico, como son las frecuentes avenidas producidas en la planicie como respuesta a las intensas tormentas desencadenadas en el sector montañoso y que alcanzan su máxima expresión en el caso de los ciclones y huracanes que azotan la isla. Aunque menos frecuentes, no por ello deben olvidarse como factor destructivo los terremotos, que en época histórica han dejado su huella, destacando los acontecidos en 1684, 1691, 1751 y 1761.

1.3. Marco geológico

Desde un punto de vista geológico, la Hoja de Azua se encuentra situada en el límite entre dos de las grandes unidades geológicas de La Española: la Cordillera Central y la Cuenca de Azua.

La Cordillera Central coincide prácticamente con el dominio fisiográfico del mismo nombre, tratándose de un complejo conjunto de unidades ígneas, metamórficas y sedimentarias generadas entre el Jurásico y el Paleógeno. Ocupa los sectores septentrional y oriental de la Hoja, en la que tan sólo está representada por el dominio conocido como Cinturón de Peralta (Dolan, 1989), característico del flanco suroccidental de la Cordillera (Fig.1.2). Está constituido por una potente serie sedimentaria marina acumulada en una cuenca de *back-arc* durante el Paleógeno, siendo su estructura la de un 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.

La Cuenca de Azua, que ocupa el resto de la Hoja, forma parte del sistema de cuencas neógenas del Suroeste insular, constituyendo en realidad el extremo suroriental de la cuenca de Azua-San Juan, que con una dirección NO-SE se dispone como una franja paralela al flanco suroccidental de Cordillera Central. Su relleno se llevó a cabo a través de una sucesión somerizante que evolucionó desde facies marinas profundas (Mioceno) a facies netamente continentales (Plioceno-Pleistoceno).

1.4. Antecedentes

Tanto la Cordillera Central como la Cuenca de Azua han 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.

Entre las décadas de los años sesenta y ochenta tuvo lugar un notable impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana, 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 dedicado a las formaciones del suroeste del país (1984). 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 Azua; 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; Heubeck y Mann, que determinan la estructura y evolución tectónica de la terminación sudoriental de la Cordillera Central; McLaughlin et al., quienes abordan la descripción bioestratigráfica y paleogeográfica de los materiales de las cuencas de Azua y Enriquillo; y Mann et al. (1991c), que proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas.

Además de los anteriores, merece la pena destacar por su importancia en la Hoja, las tesis doctorales de Cooper (1983), de gran interés para la estratigrafía de los materiales neógenos, Heubeck (1988), esencial para la comprensión de las unidades paleógenas, y Ramírez (1995), centrada en aspectos neotectónicos de la Cuenca de Azua, así como 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 Azua afloran únicamente materiales cenozoicos, de origen sedimentario casi exclusivamente, que pueden agruparse en tres grandes conjuntos:

- Materiales paleógenos, correspondientes al Cinturón de Peralta, dominio típico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Se trata de una serie muy potente de depósitos marinos de facies profundas.
- Materiales neógenos, constituyentes del relleno del sector suroriental de la Cuenca de Azua-San Juan. Consiste en una potente sucesión de sedimentos, de carácter somerizante, que evoluciona desde facies marinas a continentales.
- Materiales cuaternarios, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores de forma irregular. Su origen es muy variado, aunque predominan los de origen continental.

2.1. 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 Formación 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 la Fm. Tireo; sin embargo, en la mayoría de los casos esta relación no es observable y el contacto entre ambos conjuntos tiene lugar mediante el cabalgamiento de la 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).

El contacto con los materiales neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan corresponde a una sucesión de notables cabalgamientos, con frecuencia retocados por desgarres más tardíos; por ello, el techo del Grupo Río Ocoa 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 Azua, la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta aflora en los sectores septentrional y oriental, habiéndose reconocido la totalidad del Gr. Peralta (Eoceno), así como parte del Gr. Río Ocoa (Eoceno superior).

2.1.1. Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta)

En la bibliografía relativa al Grupo Peralta se han individualizado las formaciones 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 y margas de naturaleza turbidítica; las areniscas, de carácter siliciclástico, son la litología predominante hacia el Sureste (Hojas de San José de Ocoa y Azua), en tanto que hacia el Noroeste aumenta la proporción margosa (Fig.2.1), 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, que intercala delgados niveles de areniscas turbidíticas, que puede alcanzar 3.000m 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 Azua, el Grupo Peralta se encuentra bien representado, 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 Grande, cañada Cimarrona, arroyo La Zanja, río Banilejo, río Ocoa, arroyo Hatillo y carretera Azua-Baní, junto con los de las diversas cañadas y arroyos de la sierra de El Número. Así, se han diferenciado (Fig.2.2): las areniscas y lutitas de la Fm. Ventura (unidad 1); las calizas tableadas de la Fm. Jura (unidad 2) y sus intercalaciones de conglomerados polimícticos (unidad 3); la alternancia rojiza de lutitas y calizas de las Capas rojas del Jura (unidad 4); y las margas de la Fm. El Número (unidad 5).

2.1.1.1. Formación Ventura (1) Areniscas tableadas y ocasionalmente masivas con intercalaciones lutíticas. 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 la unidad siliciclástica inferior (Dolan, 1988) poseen en el arroyo Ventura, al Norte de Peralta.

Son tres las causas que han provocado el confucionismo señalado: a) la gran semejanza, al menos parcial, entre todas las unidades del Cinturón de Peralta con una cierta proporción margosa (las 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 que no existe corte alguno en la Hoja de Azua que muestre la totalidad de la Fm. Ventura, sí existen diversos cortes parciales de calidad que permiten una cierta aproximación a su estratigrafía; entre ellos cabe señalar los del río Grande y la carretera Azua-Baní, al Sureste de Hatillo (sierra de El Número), pese a la intensa deformación que muestran (Fig.2.3).

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas y lutitas, con predominio de las primeras, siendo frecuentes los tramos de areniscas tableadas y masivas; también son frecuentes los tramos de predominio margoso, especialmente a techo de la unidad, en cuyo caso se asemeja notablemente a las Fms. El Número y Ocoa. Resultan menos abundantes los niveles conglomeráticos y volcánicos. Proporciona al terreno tonos marrones, así como un cierto resalte morfológico con respecto a las formaciones citadas, lo que facilita el trazado de algunos cabalgamientos.

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 es la Fm. Tireo y la propia Fm. Ventura. Los esporádicos niveles volcánicos poseen espesor de orden centi a decimétrico y carácter volcanoclástico.

Regionalmente se apoya discordantemente sobre la Fm. Tireo (Cretácico superior), hecho que no es observable en la Hoja, si bien en las proximidades de la confluencia entre el río Grande y el arroyo del Pinar, afloran puntualmente materiales que recuerdan al conjunto cretácico, sin que haya podido confirmarse su pertenencia a él. Debido a ello, se desconoce su espesor que, 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, predominantemente 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 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, 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 Noreste del surco, se comportaría como margen activo de la cuenca. A techo de la Fm. Ventura se registra una tendencia moderada a la somerización, con el desarrollo de posibles facies de *channel levée* y una parcial carbonatación de los depósitos, aunque el contacto con la Fm. Jura es muy neto y está marcado por un episodio de condensación sedimentaria.

El pobre contenido fosilífero, restringido a Radiolarios, espículas, *Globigerina sp.* y *Globorotalia* (s.l.) *sp.* hallados en el arroyo Hatillo, no permite 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 2). 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 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 el corte de la carretera Azua-Baní, 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 variable, pero de vergencia dominante hacia la bahía de Ocoa. En buena parte de los casos, el grado de apretamiento provoca la creación de fallas inversas y cabalgamientos que, en el ámbito de la sierra de El Número, han sido retocados por la acción de desgarres de orientación N-S.

2.1.1.2. Formación Jura (2) Calizas tableadas blancas. Eoceno medio

El nombre de la presente unidad fue propuesto por Dolan (1989) en virtud de los afloramientos de calidad que a lo largo del río Jura posee la unidad carbonatada intermedia tratada por él mismo (1988). Correlaciona, al menos parcialmente, con: la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921); la Fm. Neiba de Arick (1941), Dohm (1942) y García y Harms (1988); las Fms. Abuillot y Las Cuevas de Wallace (1945); la Fm. Jeremie de Maurrasse (1982); y el "Flysch" de Lewis et al. (1987). En función de los conocimientos actuales resulta interesante su posible correlación con parte de la Fm. Neiba (Paleoceno?-Oligoceno), a pesar de la desconexión que entre los afloramientos de ambas provoca la Cuenca de Azua- San Juan; dicha posibilidad, sugerida por su semejanza litológica, ha sido respaldada por el hallazgo de intercalaciones volcánicas en la Fm. Jura (Hojas a escala 1:50.000 de San José de Ocoa y Padre Las Casas) en posición equiparable a las de la sierra de Neiba.

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, pese a que con frecuencia son bastante parciales; entre ellos cabe destacar los del río Grande, en el que se observa la base de la unidad, cañada Cimarrona, arroyo Hatillo, cañada del Jobo y los numerosos existentes en la sierra de El Número, incluyendo el de la carretera Azua-Baní, en el que aparece su techo.

Su aspecto general (Fig.2.4) es el de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden decimétrico; localmente, y en mayor proporción hacia la base, intercala niveles margosos de espesor equiparable al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. Más frecuentes son las intercalaciones de conglomerados polimícticos blancos, observadas en la región comprendida entre Valle Nuevo y la bahía de Ocoa y diferenciadas en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 3); esta litofacies es especialmente abundante en la vecina Hoja de San José de Ocoa, donde también se han reconocido niveles basálticos submarinos intercalados. Las calizas muestran toda una gradación en el contenido arenoso, cuyo aumento produce su paso al campo de las areniscas.

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. Su espesor guarda una cierta uniformidad en la zona, con valores próximos a 200m.

Los tipos petrográficos más abundantes son micritas y biomicritas (*wackestones*), con menor cantidad de *packstones* y *grainstones*, observándose bioesparruditas, por aumento en el tamaño de grano, y areniscas calcáreas, por incremento de la fracción arenosa. Los tipos micríticos poseen un contenido en ortoquímicos (micrita) de 85-90%, en tanto que los aloquímicos, integrados por fósiles, varían entre 10 y 15%; los terrígenos pueden aparecer como trazas, apreciándose 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.

En la base de la unidad 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, siendo abundantes en ellas la granoclasificación positiva, huellas de base, deformación por carga, fluidificaciones, convoluciones, laminación paralela y ondulada, *ripples* de oleaje y bioturbación. Por lo que respecta a las facies de areniscas, incluyen las mismas estructuras que las facies de calizas arenosas, además de

estratificación cruzada de mediana escala y de bajo ángulo. Las facies distinguidas se agrupan tanto en ciclos positivos como negativos.

El depósito de la Fm. Jura tuvo lugar en ambientes de afinidad pelágica, con una extensión regional que apunta a un dispositivo en rampa carbonatada, de la cual se conservarían en la Hoja sus representantes distales; probablemente, la cuenca presentaría una apertura hacia el Sureste semejante a la deducida para la Fm. Ventura. Los términos de plataforma carbonatada somera no se habrían conservado sino como intraclastos de calizas con fauna bentónica en el seno de la unidad conglomerática (3).

El contenido faunístico es muy alto, llegando a constituir más del 60% de algunas muestras, destacando los Foraminíferos planctónicos y el nannoplancton. En particular, la presencia de *Morozowella (Globorotalia) gr. formosa-gracilis* (BOLLI), *Acarinina (Globorotalia) ad. bullbrooki* (BOLLI), *Morozowella (Globorotalia) ad. aragonensis* (NUTALL), *Planorotalites sp.*, *Globigerapsis sp.*, y *Globigerina sp.* en la cañada de los Guayacanas 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 y Ostrácodos, que en buena 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. En el sector nororiental, donde el nivel de erosión permanece alto, es la Fm. Jura la que constituye el núcleo de los anticlinales, a diferencia del sector suroriental donde el nivel de erosión, más profundo, hace que dicha posición la ocupe la Fm. Ventura; en este sector, la Fm. Jura se preserva en el núcleo de los sinclinales o en los flancos largos de los anticlinales, con frecuencia cobijados bajo los cabalgamientos, en disposición similar a la observada en el sector septentrional.

2.1.1.3. Formación Jura (3) Conglomerados polimícticos de tonos claros. Eoceno medio

Constituye un tramo intercalado, a modo de miembro, entre los niveles calcáreos tableados de la Fm. Jura, generalmente hacia su base, habiéndose diferenciado en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido. Se ha observado en la región situada al Sur de Valle Nuevo, especialmente dentro de la Hoja de San José de Ocoa.

Dentro de los límites de la Hoja de Azua se ha diferenciado exclusivamente entre la cañada Cimarrona y el arroyo La Zanja, donde presenta buenas condiciones de afloramiento, si bien se ha reconocido en numerosos puntos. Se trata de una unidad fácilmente identificable en corte, pero su aspecto es muy parecido al del tramo carbonatado en afloramientos deficientes.

Básicamente, se trata de una sucesión de conglomerados estratificados en bancos de orden decimétrico a métrico, con frecuencia brechas, cuyo cemento calcáreo confiere tonos blancos al conjunto; intercala niveles de areniscas, más frecuentes hacia techo. 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 areniscas son idénticas a las existentes entre los niveles carbonatados. Por su relación lateral con éstos, su espesor es variable, acercándose a 100m su valor máximo.

Las capas poseen aspecto masivo y morfología tabular o canalizada, pudiendo observarse de forma ocasional estructuras de base deformadas por carga, estratificación cruzada y ondulada, así como *ripples* de oleaje.

Su contenido faunístico está restringido a las facies de granulometrías inferiores, habiéndose reconocido restos de Algas rojas, placas de Equinodermos, Foraminíferos bentónicos y Briozoos. En cualquier caso, su inclusión en la Fm. Jura permite enmarcar la unidad en el Eoceno medio.

2.1.1.4. Capas rojas del Jura (4) Alternancia de aspecto pizarroso de lutitas rojas y calizas blancas. 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). Aflora en una extensa región, limitada al Norte por el valle del río Las Cuevas, hecho que unido 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 numerosos cortes de excelente calidad dentro de los límites de la Hoja, entre los que cabe destacar los de los ríos Baní y Banilejo, donde aparece intensamente deformada, el de la carretera Azua-Baní y los de las numerosas cañadas de la sierra de El Número.

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, valor que disminuye en algunas zonas por su relación de cambio lateral con respecto a las formaciones adyacentes, llegando a desaparecer la totalidad de la unidad en el paraje de Los Sánchez, al Noroeste de Estebanía.

Al microscopio, los niveles de calizas aparecen como micritas y biomicritas (*wackestones*), 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 del Jura se interpretan como una serie de condensación desarrollada en ambientes de afinidad pelágica. El color rojo deriva de la concentración de óxidos de hierro y de sulfuros metálicos oxidados. 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 y espículas, la asociación hallada en el Plan del Entierro (sierra de El Número) con *Globigerina sp.*, *Morozowella (Globorotalia) sp.*, *Acarinina (Globorotalia) sp.*, *Planorotalites (Globorotalia) sp.*, *Globigerapsis sp.* y *Globoquadrina sp.*, ha permitido su asignación al Eoceno medio-superior.

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.

2.1.1.5. Formación El Número (5) Margas con intercalaciones rítmicas de calizas y calcarenitas. 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 Banilejo.

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión margosa que intercala niveles turbidíticos de 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 puede superar 500m en los relieves nororientales. A nivel regional, los afloramientos de la Hoja de Azua corresponden al tramo inferior de la Fm. El Número, que aparece truncada por la discordancia basal del Grupo Río Ocoa. Así, en las Hojas de San José de Ocoa y Sabana

Quéliz, la presente formación supera 3.000m, reconociéndose un tramo intermedio caracterizado por la intercalación de niveles de megaturbiditas y un tramo superior que intercala calizas y calcarenitas (Fig.2.5).

El paso a las infrayacentes Capas rojas del Jura (unidad 4) 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; este tránsito es perfectamente visible en los ríos Banilejo y Ocoa. La naturaleza discordante de la suprayacente Fm. Ocoa es deducible a nivel regional, estando apoyada por su contacto cartográfico y siendo confirmada en el afloramiento del río Ocoa, inmediatamente al Norte del monte de Méndez.

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 plagioclasa (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 cuenca pelágica. En el tramo intermedio, los depósitos más característicos son los desorganizados, con niveles de *slumping*, *mud flow*, *debris flow* y, especialmente, megaturbiditas, representando facies de talud. Por lo que respecta al tramo superior, se reconocen estructuras relacionadas con procesos de tormentas, así como con bioconstrucciones y complejos de barras submareales, en asociaciones de facies de plataforma carbonatada.

Las paleocorrientes registradas ofrecen una considerable dispersión, si bien predominan las dirigidas hacia el ESE en las facies turbidíticas. Los acuñamientos de las facies de plataforma carbonatada hacia el SE sugieren la apertura de la cuenca en este sentido.

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 en el seno de la presente unidad, 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 sinclinales del sector nororiental de la Hoja, sin que la mala calidad de sus afloramientos permita excesivas precisiones sobre su geometría, reconstruida gracias 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, denunciando un importante periodo deformativo inmediatamente posterior a su depósito.

2.1.2. Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)

Trabajos previos han individualizado dentro del Grupo Río Ocoa las Fms. 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 de envergadura kilométrica incluso.
- 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, que pueden llegar a 3.500m de espesor.

El Grupo Río Ocoa posee una considerable superficie de afloramiento en el sector situado al Sur de Constanza, especialmente en las Hojas de Sabana Quéliz, San José de Ocoa y Azua (Fig.2.6). 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. Se ha reconocido sin ningún género de dudas la Fm. Ocoa (Fig.2.7), merced especialmente a sus característicos niveles olistostrómicos. Más dudosa es la presencia de la Fm. El Limonal, a la que podrían corresponder las potentes masas conglomeráticas del sector septentrional, en cuyo caso el techo del conjunto se situaría en el Oligoceno; en cualquier caso, 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.

El presente grupo 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 el 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 intuye entre las Hojas de Constanza y Sabana Quéliz, pero en cualquier caso, el contacto observable entre ambos en ésta última 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 Azua existen buenos cortes de la Fm. Ocoa que, en el sector suroriental, han permitido individualizar en su base un tramo margoso (unidad 6) sobre el que aparece un espectacular tramo olistostrómico (unidad 7) y un conjunto margoso con intercalaciones rítmicas de areniscas (unidad 8). Aunque estas litologías han sido reconocidas en el resto de la Hoja, no han podido ser individualizadas, incluyéndose en un tramo conjunto (unidad 9) de mayor extensión regional; cuando sus dimensiones lo han permitido, dentro de éste se han representado las intercalaciones de conglomerados (unidad 10) y calizas (unidad 11), así como los olistolitos hallados, destacando entre ellos los de naturaleza ígnea (unidad 9a).

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.

2.1.2.1. Formación Ocoa (6) Margas de tonos verdes. Eoceno superior

Aflora exclusivamente en el flanco oriental de la sierra de El Número, donde constituye la base del Grupo Río Ocoa. Su constitución litológica, muy similar a la de la Fm. El Número, unida a la deficiencia de los afloramientos, ha dificultado notablemente su representación cartográfica. Sus mejores puntos de observación se localizan en la cañada Gajo de Agua de los Caimonices y en el corte de la carretera Azua-Baní al paso por la Cuchilla de la Tumba de Antonio María.

Se trata de una monótona sucesión de margas grises y ocres, ocasionalmente rojizas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares decimétricos de areniscas y calizas, siendo éste uno de los escasos criterios de diferenciación con respecto a las margas de la Fm. El Número, en la que las intercalaciones tienen una mayor ritmicidad. Aunque su base no es visible en ningún punto, consideraciones apuntadas anteriormente apoyan su carácter discordante. En cuanto a su techo, coincide con un resalte morfológico provocado por el tramo olistostrómico suprayacente (unidad 7), cuyo contacto tiene carácter de disconformidad. Su espesor se estima cercano a 150m.

Son escasas las precisiones sedimentológicas que pueden efectuarse acerca de la unidad, en la que tan sólo se han reconocido esporádicos *slumps* y *ripples*, junto con estratificación paralela en las alternancias diluidas que, de cualquier forma, permiten señalar un ambiente turbidítico para su depósito.

El contenido fosilífero, además de escaso, parece mostrar un elevado grado de re sedimentación. Entre los restos hallados se encuentran Rotaliformes, Globigerínidos, Melobesias y Gypsínidos, en su mayor parte de dudosa atribución y que sugieren

vagamente su pertenencia al Eoceno-Oligoceno, sin más precisiones; no obstante, de acuerdo con la edad atribuida a las restantes unidades de la Fm. Ocoa, se ha enmarcado en el Eoceno superior, edad acorde con la propuesta en trabajos previos (Dolan et al., 1991).

La Fm. Ocoa aflorante en el sector suroriental de la Hoja constituye el flanco occidental del sinclinal de la loma de Los Ranchos (Hoja a escala 1:50.000 de La Montería), pliegue laxo al Noreste del cual la serie paleógena parece sumergirse a modo de rampa bajo el cabalgamiento de la Fm. Tireo (Cretácico superior).

2.1.2.2. Formación Ocoa (7) Lutitas con olistolitos de naturaleza y dimensiones variables. Eoceno superior

Se trata de un conjunto muy característico en la región, de aspecto caótico debido a los llamativos olistolitos que intercala, y especialmente conocido por su espectacular afloramiento en la trinchera de la carretera Azua-Baní, al pie de la Cuchilla de la Tumba de Antonio María. Es el tramo más peculiar de la Fm. Ocoa, tanto en su acepción original (Arick, 1941), como en la moderna (Heubeck, 1988), basándose en él la definición de la unidad "Eoceno con bloques de Ocoa" (Bourgeois et al., 1979).

Dentro de la Hoja, la unidad se ha diferenciado exclusivamente en el sector suroriental, donde se dispone como una estrecha banda de orientación N-S, manifestada topográficamente como una alineación de relieves de escasa entidad. Al Norte también se reconocen masas olistostrómicas englobadas en la Fm. Ocoa, pero su distribución en ella no ha permitido la individualización cartográfica.

La matriz de la unidad es una monótona sucesión de pelitas grises, con evidencias de deformación sinsedimentaria, ordenadas en niveles centimétricos, que intercalan finos niveles de areniscas a modo de alternancia diluida. Los olistolitos muestran una gran variedad de tamaño, con diámetros de orden métrico y decamétrico, sin llegar en ningún caso a las dimensiones kilométricas observadas en la Hoja de San José de Ocoa. También poseen una notable variación composicional, con predominio de los bloques calcáreos pertenecientes a las Fms. Tireo y Jura, sobre los de lutitas de las Capas rojas del Jura; más esporádicamente también se observan niveles volcanoclásticos de la Fm. Tireo y areniscosos de la Fm. Ventura, así como conglomerados de la propia Fm. Ocoa. Las dimensiones de los olistolitos, de orden métrico a decamétrico, permiten su fácil

reconocimiento en el terreno y su individualización tanto del conjunto margoso infrayacente, sobre el que se apoya en disconformidad, como de la alternancia de margas y areniscas suprayacente, a la que pasa concordantemente. El espesor de la unidad supera ligeramente 100m.

En los niveles de areniscas se han reconocido estratificaciones cruzadas y paralelas, *ripples* y acuñamientos laterales que, junto con los típicos *slumps* observados, apoyan el depósito de la unidad en relación con un talud. La concentración de bloques en una estrecha franja sugiere un breve evento tectónico como causante de la inestabilidad gravitatoria relacionada con dicho depósito.

Al igual que las restantes unidades de la Fm. Ocoa, posee un reducido contenido fosilífero en el que son evidentes las resedimentaciones. Se han reconocido Rotaliformes y posibles Radiolarios, Moluscos, Equínidos y Globigerínidos de escaso interés bioestratigráfico. Por consideraciones regionales se ha incluido en el Eoceno superior, edad acorde con las propuestas por Bourgois et al. (1979) y Dolan et al. (1991).

Al igual que la unidad anterior, no muestra un papel relevante en la estructura actual, formando parte del flanco occidental del sinclinal de la loma de Los Ranchos.

2.1.2.3. Formación Ocoa (8) Alternancia rítmica de margas y areniscas. Eoceno superior

Constituye los términos superiores de la Fm. Ocoa en el sector suroriental de la Hoja, presentando dos excelentes cortes parciales en las trincheras de la carretera Azua-Baní, en los que su alto grado de organización contrasta claramente con el aspecto caótico de la unidad anterior. El paso entre ambas implica la desaparición, aparentemente brusca, de los olistolitos, adquiriendo la serie un acusado carácter rítmico por intercalación de niveles de areniscas de orden decimétrico entre la sucesión margosa dominante, apareciendo como una alternancia de carácter diluido. El techo no aflora dentro de los límites de la Hoja, estimándose en ella un espesor de 400m.

Las areniscas corresponden a litarenitas y poseen una granulometría variable, presentando una gran semejanza con las de las Fms. Ventura y El Número, al igual que las margas; éstas son de tonos grises, verdes y ocre. Ocasionalmente aparecen conglomerados de escasa entidad en la base de los niveles de areniscas.

Como en las unidades precedentes, las estructuras sedimentarias se concentran en los niveles detríticos, habiéndose reconocido huellas de carga, estratificación paralela y cruzada, acuñamientos laterales, *ripples* y *flute casts*. En base a observaciones efectuadas en toda la región, su depósito se ha interpretado en relación con sistemas de abanicos profundos de pie de talud y de relleno de cañones submarinos.

No se han encontrado restos fósiles en el seno de la unidad, habiéndose incluido en el Eoceno superior de acuerdo con la atribución de Dolan et al. (1991) para la Fm. Ocoa.

La presente unidad no juega un papel destacado en la estructuración de la región, formando parte del flanco occidental del sinclinal de Los Ranchos (Hoja a escala 1:50.000 de La Montería).

2.1.2.4. Formación Ocoa (9) Lutitas oscuras con frecuentes inclusiones de conglomerados y olistolitos. Niveles alternantes de lutitas y areniscas. Eoceno superior

Constituye 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" (Bourgois et al., 1979). Sus afloramientos se distribuyen por el sector septentrional de la Hoja, destacando por su calidad los del río Ocoa y, en menor medida, los del arroyo San Francisco.

Siendo la unidad más representativa es a la vez la de estratigrafía más compleja, reconociéndose en ella todas las litologías del sector suroriental, pero sin que se pueda establecer orden estratigráfico alguno entre ellas. Junto a los tramos de lutitas, olistolitos y alternancia de margas y areniscas, se han reconocido niveles de conglomerados y calizas que han sido individualizados en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (unidades 10 y 11, respectivamente); otro tanto puede decirse de los olistolitos, destacándose en este caso los de composición tonalítica, únicos representantes ígneos de la Hoja (unidad 9a), aflorantes en el río Grande y en las proximidades del arroyo San Francisco.

Su constituyente mayoritario es una monótona sucesión de lutitas oscuras que intercalan niveles de areniscas siliciclásticas de orden centimétrico a decimétrico, con claro predominio de las primeras, 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 negruzcos y el menor espesor de los niveles de areniscas parecen indicativos de la Fm. Ocoa. En las areniscas predominan los tamaños finos a medios, siendo los fragmentos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias su componente principal. 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.

Regionalmente, hacia el N-NE se observa un progresivo incremento en la proporción de conglomerados y olistolitos, así como en sus dimensiones; esta tendencia, confirmada en la Hoja, se pone de manifiesto espectacularmente en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, donde afloran extensas y potentes masas conglomeráticas, así como olistolitos de dimensiones kilométricas. Los conglomerados, constituidos por cantos redondeados de rocas volcano-sedimentarias, tonalitas y calizas cretácicas, pueden presentarse en bancos bien estratificados de orden métrico o en cuerpos masivos. En cuanto a los olistolitos, poseen dimensiones de orden métrico a decamétrico, correspondiendo a cualquier litología integrante de la Fm. Tireo y el Grupo Peralta e incluso a fragmentos de la propia Fm. Ocoa; de cualquier forma, los de composición carbonatada son los más fácilmente reconocibles por sus colores blancos.

La base de la unidad es visible únicamente en el río Ocoa, inmediatamente al Norte del monte de Méndez, manifestándose como una discordancia bajo la que se encuentra la Fm. El Número, cuyo reducido espesor en este punto parece confirmar una notable incisión del Grupo Río Ocoa en el Grupo Peralta. No es posible calcular el espesor de la unidad ya que no aflora su techo, ni tampoco el de la serie aflorante debido a la fuerte distorsión que muestran los tramos arcillosos; como valor orientativo se puede estimar un valor inferior a 1.000m, muy modesto comparado con los aproximadamente 10.000m propuestos en la Hoja de San José de Ocoa, que tampoco deben considerarse el valor máximo de la unidad, al aparecer cabalgada por la Fm. Tireo.

Es muy 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. Las paleocorrientes medidas (Dolan et al., 1991) permiten sugerir su depósito en el contexto de un profundo surco, muy subsidente, de orientación semejante al relacionado con el Grupo Peralta, es decir, al Suroeste del arco de islas precursor de la actual Cordillera Central. Por otra parte, 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 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.2.8).

No se ha hallado resto fosilífero alguno que permita precisar la edad de la unidad, ni tampoco en las unidades intercaladas en ella. La escasa fauna hallada en el seno de la unidad, no ha permitido su datación, habiendo evidenciado procesos de resedimentación al igual que las restantes unidades turbidíticas del Cinturón de Peralta. No obstante, en las proximidades del límite de la Hoja, 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.

Estructuralmente, sus afloramientos aparecen bajo dos contextos netamente diferentes. La mayor parte de ellos forman parte de una escama estrecha y de gran continuidad lateral imbricada entre los materiales neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan (sobre los que cabalga) y la serie paleógena del Grupo Peralta (por la que es cabalgada); constituye, pues, el frente del cabalgamiento de la Cordillera Central sobre la Cuenca de Azua. Por el contrario, el afloramiento del ángulo nororiental forma parte de la lámina principal del Cinturón de Peralta, cabalgante sobre la anterior, disponiéndose hacia el Noreste a modo de rampa hasta sumergirse bajo el cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo.

2.1.2.5. Formación Ocoa (9a) Olistolitos de composición tonalítica. Eoceno superior

Los olistolitos de la Fm. Ocoa (Heubeck, 1988) son su rasgo más característico, habiendo sugerido, sin duda, la denominación “Eoceno con bloques de Ocoa” (Bourgois et al., 1979); alcanzan en la región dimensiones kilométricas, si bien en el ámbito de la Hoja no superan el orden decamétrico. De entre ellos, se han individualizado los de composición tonalítica en el presente apartado por ser los únicos representantes ígneos de la Hoja, encontrándose su área madre en sectores septentrionales.

Regionalmente, las rocas de composición tonalítica se encuentran como cuerpos intrusivos, de dimensiones muy variables, en el seno de la Fm. Tireo (Cretácico superior), tal como

puede apreciarse en las Hojas de Gajo de Monte, Constanza y Sabana Quéliz. A pesar de que a nivel insular existe una cierta imprecisión acerca de la edad de las intrusiones, su encajamiento en la serie cretácica y su resedimentación en la Fm. Ocoa (Eoceno superior) señalan inequívocamente el intervalo Paleoceno-Eoceno medio para su emplazamiento principal en las Hojas citadas.

Debido al interés de su presencia en la Hoja de Azua, se han representado tres afloramientos de dimensiones decamétricas; los dos más accesibles, de muy deficiente calidad, se encuentran en el río Grande, en tanto que el restante se localiza en las proximidades del arroyo San Francisco. El olistolito más oriental se encuentra intensamente alterado a pesar de lo cual parecen reconocerse materiales carbonatados y volcano-sedimentarios de la Fm. Tireo como roca encajante. En el olistolito más occidental, de mejores condiciones de afloramiento, la unidad se presenta como una roca granuda inequigranular en la que los constituyentes principales son plagioclasa, piroxeno y anfíbol.

En lámina delgada se observa una textura holocristalina inequigranular, de tipo pofoídico, con fenocristales de tamaño medio-fino de clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa en una matriz de tamaño fino compuesta por plagioclasa, biotita, apatito, circón, esfena y óxidos de hierro y titanio; como componentes secundarios aparecen clorita, serpentina, talco, ceolitas y saussurita. El grado de alteración es medio, afectando especialmente a los minerales máficos hidratados y a la plagioclasa.

El clinopiroxeno es el constituyente mayor y más abundante, presentándose en cristales subidiomorfos de bordes corroídos, maclado y ligeramente zonado. El anfíbol aparece prácticamente transformado a clorita, serpentina y talco. En cuanto a la plagioclasa, se encuentra principalmente en la matriz, a modo de microlitos idiomorfos a subidiomorfos, zonados, débilmente maclados y muy transformada a minerales arcillosos.

Composicionalmente, se pueden encuadrar en el campo de las dioritas, si bien la precariedad del muestreo ha aconsejado su clasificación como tonalitas, grupo petrológico al que, en un sentido tal vez demasiado amplio, se asignan los cuerpos intruidos en la Fm. Tireo en la región. En cuanto a su textura, sugiere que la cristalización se llevó a cabo en el borde de la masa magmática, probablemente durante el intervalo Paleoceno-Eoceno medio, incorporándose al depósito de la Fm. Ocoa durante el Eoceno superior.

2.1.2.6. Formación Ocoa (10) Conglomerados polimícticos oscuros. Eoceno superior

Constituyen una de las litologías características del Grupo Río Ocoa en la región (Heubeck, 1988), en el cual aparecen a modo de intercalaciones de espesor y continuidad muy variables. Así, se encuentran bien representados en las Hojas de San José de Ocoa y, especialmente, Sabana Quéliz, en la que poseen una notable superficie de afloramiento. Por el contrario, dentro de los límites de la Hoja de Azua, su reducida potencia ha permitido su diferenciación en el sector de loma Angelina exclusivamente, donde se distinguen en el relieve por un cierto resalte morfológico.

Se trata de conglomerados polimícticos agrupados en bancos gruesos que confieren aspecto masivo a la unidad, cuyo espesor se aproxima a 50m. Los cantos, de subredondeados a subangulosos, poseen diámetros de orden centimétrico a decimétrico; sus integrantes principales derivan de rocas volcano-sedimentarias y carbonatadas de la Fm. Tireo, así como de las intrusiones tonalíticas encajadas en ella. Se encuentran incluidos en una matriz arcillo-arenosa, en ocasiones fuertemente cementada, que confiere tonalidades muy oscuras a la unidad.

Son muy pocos los rasgos de tipo sedimentológico hallados, apareciendo como un depósito muy desordenado, de tipo *debris flow*, interpretándose como depósitos de talud dentro del contexto general de la Fm. Ocoa. Por su relación con ésta, el presente tramo conglomerático se ha asignado al Eoceno superior.

2.1.2.7. Formación Ocoa (11) Calizas tableadas blancas. Eoceno superior

Se trata de un nivel intercalado en el conjunto general de la Fm. Ocoa (unidad 9), habiéndose reconocido exclusivamente entre el río Vía y la cañada de la Colmena, donde presenta una orientación paralela a los cabalgamientos de la zona. No obstante, niveles similares se han reconocido en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa.

Sus mejores cortes se localizan en el arroyo San Francisco y en las cañadas situadas al Este de él. 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. 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. Tanto su techo como su muro tienen carácter neto. Su potencia alcanza 50m.

Petrográficamente presentan cierta variedad textural, *con wackestones, packstones y grainstones*, con un abundante contenido fosilífero, que permite asignar el tipo dominante a biomicritas, siendo frecuentes las evidencias de recristalización y resedimentación.

Son escasas las estructuras sedimentarias observadas, entre las que se encuentran estratificación paralela 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 Miliólidos, Textuláridos, Rotálidos, Melobesias, Equinodermos y Lamelibranquios; en concreto, el hallazgo en el arroyo San Francisco de *Discocyclusa sp.*, *Rotalia sp.*, *Acarinina (Globorotalia) sp.*, *Turborotalia (Globorotalia) sp.*, *Globigerina sp.* y *Globoquadrina sp.*, ha sugerido su pertenencia al Eoceno inferior-medio; no obstante, el grado de resedimentación aludido y su inclusión en la Fm. Ocoa han aconsejado su inclusión en el Eoceno superior.

2.2. Neógeno

Está representado por materiales sedimentarios que forman parte del Terreno Tectónico de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al., 1991b), dominio geodinámico de conocimiento deficiente y constituido por entidades estructurales y estratigráficas heterogéneas. Una de ellas está parcialmente incluida en la zona de estudio; es la Cuenca de Azua-San Juan, estrecha depresión tectónica de tipo *ramp valley* (Mann et al., 1991c) que con dirección NO-SE se localiza al SO de la Cordillera Central.

El límite entre ambos dominios está constituido por la zona de falla de San Juan-Los Pozos mediante la cual se produce el cabalgamiento de los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta sobre los neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan. Igualmente, el límite suroccidental de la cuenca se encuentra bien definido en el sector septentrional, donde se produce el cabalgamiento de los materiales paleógenos de la sierra de Neiba hacia el NE; por el contrario, en el sector meridional, donde se produce la intersección de las Cuencas de Azua-San Juan y Enriquillo, el límite entre ambas es totalmente arbitrario y se establece en función de las directrices estructurales y no de las variaciones sedimentarias.

Los materiales neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan, con un espesor comprendido entre 2.000 y 4.000m, comenzaron su deposición durante el Mioceno inferior mediante carbonatos de ambientes marinos que evolucionaron con el paso del tiempo hacia materiales detríticos de ambientes progresivamente más someros, de tal forma que a lo largo del Plioceno se produjo la instalación de un régimen continental prolongado durante el Cuaternario. A lo largo de todo este intervalo de tiempo, la región permaneció tectónicamente activa, existiendo diversas discordancias, más o menos evidentes según los casos, en el seno de la serie neógena.

Los sondeos existentes ponen de manifiesto la dificultad para separar los términos carbonatados citados, de los carbonatos paleógenos infrayacentes; igualmente, existe una extremada similitud litológica entre los conglomerados superiores y las gravas cuaternarias recientes, separándose ambas por criterios geomorfológicos que, además, denuncian un cambio en el régimen geodinámico.

2.2.1. Mioceno-Pleistoceno inferior

Existe un gran confusionismo en la literatura relativa a las series neógenas del Suroeste dominicano, debida especialmente a dos causas: por una parte, la proliferación de nuevas denominaciones, sin aclaración de su correlación con las definidas previamente y, por otra, la determinación de unidades en base a criterios diferentes, litoestratigráficos en unos casos y paleontológicos en otros. No obstante, la bibliografía reciente relacionada con el relleno sedimentario de la Cuenca de Azua establece la individualización de las Fms. Sombrero, Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco (García y Harms, 1988; McLaughlin et al., 1991), asignadas al intervalo Mioceno-Pleistoceno inferior y perfectamente correlacionables con las propuestas por Cooper (1983) en la región de Fondo Negro. No obstante, los estudios sedimentológicos realizados durante la elaboración de la Hoja de Azua, han sugerido ciertas matizaciones con respecto a la paleogeografía establecida por McLaughlin et al. (1991), siendo las más destacadas las relativas a las Fms. Sombrero y Trinchera, que en el área de Azua evidencian un ambiente deposicional considerablemente más somero que el propuesto por dichos autores en la región. Por otra parte, la bibliografía también señala una cierta abundancia fosilífera que evidencia una notable heterocronía en cuanto al depósito de dichas formaciones (McLaughlin et al., 1991).

- La Fm. Sombrerito (Mioceno inferior-superior) se presenta al Sureste de la región como una sucesión eminentemente carbonatada (Hoja de Azua) de espesor superior a 500m; esta sucesión se encuentra entre dos tramos de predominio margoso, deficientemente conocidos; hacia el Noroeste, las calizas intercalan niveles margosos, de tal forma que la unidad se presenta bajo su aspecto más característico, como una alternancia rítmica de calizas y margas (Hoja de Pueblo Viejo). Al Suroeste de la región, a techo de la Fm. Sombrerito se ha individualizado, a modo de miembro, un tramo de calizas arenosas denominado Mb. Gajo Largo.

- La Fm. Trinchera (Mioceno medio-Plioceno inferior) es una potente alternancia rítmica de areniscas y margas de origen turbidítico (1.000-2.700m). Este aspecto general puede sufrir modificaciones locales como la práctica desaparición de los niveles margosos y la aparición de niveles conglomeráticos a techo (Hoja de Azua).

- La Fm. Quita Coraza (Plioceno inferior) es un tramo esencialmente margoso en el que se intercalan delgados niveles de areniscas, cuyo espesor puede alcanzar 700m. A nivel regional no siempre está presente, tratándose de un tipo de facies de predominio margoso a techo de la Fm. Trinchera, por lo que parecería más lógico que recibiera el rango de miembro.

- La Fm. Arroyo Blanco (Mioceno superior-Plioceno medio) posee un espesor próximo a 700m. Es la unidad más heterogénea pues, pese al predominio de los tramos conglomeráticos, no son extraños los niveles de calizas arrecifales, en algunos casos resedimentadas, ni de margas; hacia el Oeste de la región evoluciona hacia facies de tipo evaporítico.

- La Fm. Arroyo Seco o Fm. Vía (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) muestra un espesor muy variable que puede alcanzar 700m, siendo la única unidad depositada íntegramente bajo un régimen continental. Está constituida por conglomerados polimícticos, entre los que se intercalan esporádicos niveles de arcillas. La denominación de Fm. Vía es empleada exclusivamente en las proximidades de Azua.

En la Hoja de Azua, el relleno neógeno de la Cuenca de Azua-San Juan se encuentra bien representado en general (Fig.2.9). Las mayores deficiencias corresponden a la Fm. Sombrerito, en la que a pesar de todo se han diferenciado tres tramos: un tramo basal

margoso con intercalaciones de areniscas (unidad 12); un tramo intermedio más característico, de calizas blancas y rosadas tableadas y en bancos (unidad 13); y un tramo superior, de margas con intercalaciones de areniscas y calizas (unidad 14). El resto de la serie está bien caracterizado merced sobre todo al corte del río Vía, que ha permitido la diferenciación sucesiva de las Fms. Trinchera (unidad 15), Quita Coraza (unidad 16), Arroyo Blanco (unidad 17) y Vía (unidad 18).

2.2.1.1. Formación Sombrero (12) Margas grises con intercalaciones rítmicas de areniscas. Mioceno inferior

Su denominación se atribuye a Olsson (en Bermúdez, 1949), habiendo sido empleada por la mayor parte de los autores que han trabajado en la región. La presente unidad constituye una litofacies muy peculiar de la Fm. Sombrero en la zona, habiéndose reconocido exclusivamente en el ámbito de la loma de la Vigía. No presenta corte alguno digno de mención en el ámbito de la Hoja, aunque sí en sus proximidades, concretamente en el camino antiguo de las salinas de Punta Vigía, en la vecina Hoja de Pueblo Viejo.

A grandes rasgos se trata de una sucesión de margas grises y oscuras entre las que se intercalan, de forma rítmica, niveles de areniscas de orden decimétrico a métrico con componentes de origen calcáreo, silíceo y volcánico; ocasionalmente, las areniscas poseen aspecto desorganizado, incluyendo restos de Gasterópodos y Corales. En el terreno aparece a modo de nivel "blando", en contraste con las calizas suprayacentes.

No aflora su base, por lo que se desconoce su sustrato, aunque probablemente se trate de facies similares a las de las series carbonatadas paleógenas de la sierra de Neiba. Su techo coincide, al menos en apariencia, con los niveles calcáreos de la unidad (13), si bien trabajos previos han sugerido que la relación observable entre ambas en la loma de la Vigía se debe a causas tectónicas, suposición que no han respaldado los muestreos efectuados durante la realización de la Hoja. Su espesor es desconocido, pero en cualquier caso sobrepasa 60m.

Los niveles de areniscas poseen base tabular con *flutes* y cantos blandos, albergando en su interior secuencias de Bouma; en ocasiones tienen aspecto desorganizado (*debris flow*), encontrándose restos de Gasterópodos y Corales. Las estructuras, propias de corrientes turbidíticas, y la fauna planctónica contenida en las margas, señalan su depósito en un

medio marino relativamente profundo, relleno mediante lóbulos turbidíticos. Esta facies de la Fm. Sombrerito, aunque poco representativa de la zona, ha sido identificada al Noroeste de la región. El depósito de la unidad se interpreta en un medio de *basin plain* con aportes turbidíticos destacables.

Los Globigerínidos y Rotálidos son los integrantes principales de su contenido faunístico, en general poco determinativo, como en el caso de la asociación hallada en el antiguo camino de las salinas de Punta Vigía, con *Globigerina sp.*, *Acarinina sp.* y *Morozowella sp.*; tan sólo la posible presencia de *Globigerina angulisurealis* BOLLI ha sugerido su pertenencia al Oligoceno superior-Mioceno inferior, compatible con la asignación de la totalidad de la formación al Mioceno inferior-superior en la región (McLaughlin et al., 1991); combinando ambas ideas, la presente unidad se ha asignado al Mioceno inferior. A fin de completar la información paleontológica, es preciso destacar la frecuencia de resedimentaciones del Senoniano (*Globotruncana sp.*, *Heterohelix sp.*) y Paleógeno halladas.

Es poco lo que puede decirse acerca del papel de la unidad en el contexto estructural de la región debido a su reducida representación. En el afloramiento en cuestión constituye el flanco suroriental de un pliegue de orientación NE-SO, cuyo flanco noroccidental se encuentra oculto bajo depósitos cuaternarios como consecuencia de la actuación de desgarres subparalelos al eje del pliegue.

2.2.1.2. Formación Sombrerito (13) Calizas tableadas blancas y rosadas. Mioceno inferior-medio

Se trata del conjunto más característico de la Fm. Sombrerito en la zona, no así en la región, correspondiendo a él la mayor parte de los afloramientos de la Hoja. Estos, en general de mala calidad, constituyen una serie de lomas groseramente elipsoidales, de dimensiones muy variables, que se encuentran diseminadas por el Llano de Azua. Sus mejores cortes, en cualquier caso muy parciales, se localizan en los acantilados de la loma de la Vigía.

Su aspecto más general es el de una sucesión monótona de calizas tableadas y en bancos de color blanco y, menos frecuentemente, rosado; localmente, se observan calcarenitas que pueden llegar a ser la litología dominante. Imprime un resalte morfológico al terreno en relación con las unidades margosas infra y suprayacente (12 y 14), así como con respecto a la Fm. Trinchera (unidad 15) cuando ambas se encuentran en contacto, como ocurre en el

cerro de los Cacheos. Este aspecto general en la zona varía hacia el Oeste de la región, donde la Fm. Sombrero está integrada por una alternancia de calizas y margas.

Su sustrato ha sido reconocido exclusivamente en el ámbito de la loma de la Vigía, estando constituido por las margas con intercalaciones de areniscas de la unidad anterior (12), sin que se pueda confirmar su existencia bajo los restantes afloramientos; el contacto no es visible pero parece coincidir con un cambio litológico neto. Conviene recordar que algunos trabajos previos han sugerido que la disposición observable entre ambas unidades es consecuencia de la acción de una falla inversa por la que el tramo calcáreo cabalga sobre el margoso, hipótesis que no se ha visto respaldada durante la elaboración de la Hoja. Tampoco es visible su relación con la unidad suprayacente, aflorante exclusivamente al Sureste de la loma Vieja, ya que el contacto aparece mecanizado. Por todas estas razones, su espesor resulta desconocido, pudiendo estimarse un valor mínimo de 500m.

En Punta Vigía, la unidad está integrada por una sucesión de calizas tableadas de tipo micrítico, frecuentemente recristalizadas, con abundantes estructuras de origen algal, como estromatolitos, laminaciones criptoalgales, *algal balls* y oncoides, caracterizando un medio costero de tipo *algal mat*. Algunos horizontes presentan nódulos de sílex. En el arroyo San Francisco, otro corte muy parcial presenta la unidad como un conjunto de calcarenitas grises y amarillentas junto con calizas esparíticas, dispuestas en niveles de orden métrico; incluyen abundantes restos de fauna nerítica y estructuras propias de un medio litoral con evidente influencia deltaica (*ripples* de oleaje, estratificación ondulada, estratificación cruzada, bioturbación y morfologías de barra y canal).

Petrográficamente se aprecia la alta proporción de calizas bioclásticas (*rudstones* y *bindstones*) con cierto equilibrio entre aloquímicos y ortoquímicos, cuya proporción varía entre 40 y 60%. Entre los primeros, el abundante contenido fosilífero oscila entre 35 y 55%, en tanto que el de pellets no alcanza el 5%; entre los segundos se aprecia un claro predominio de micrita (40-50%) sobre esparita (hasta 10%). Como accesorios pueden aparecer sulfuros y óxidos de hierro (1%). También son frecuentes las biomicritas (*wackestones*), con un contenido micrítico del 70-80% y fosilífero del 20-25%; se observa hasta un 5% de intraclastos y cantidades accesorias de óxidos de hierro.

La unidad posee un elevado, pero poco determinativo, contenido fosilífero, en parte resedimentado, que incluye Algas, Lamelibranquios, Equinodermos, Rotálidos, Miliólidos,

Corales, Gasterópodos y Ostrácodos, que tan sólo han permitido señalar el intervalo Eoceno superior-Mioceno para su depósito. No obstante, la posible presencia de *Globigerinoides sp.* en la vecina Hoja de Pueblo Viejo permitiría acotar dicho intervalo al Mioceno inferior, acorde con la atribución regional de la Fm. Sombrerito al Mioceno inferior-superior; en cualquier caso, el hallazgo de fauna perteneciente al Mioceno medio dentro de esta misma unidad en dicha Hoja, ha aconsejado su inclusión en el Mioceno inferior-medio.

La presente unidad muestra facies muy peculiares dentro de la región, habiéndose depositado en un ambiente de plataforma somera, de acuerdo con los rasgos sedimentarios y la fauna señalados, marcando una clara tendencia somerizante en relación con la unidad anterior. La distribución de facies de la Fm. Sombrerito en la región sugiere su depósito en una plataforma abierta hacia el Suroeste, manifestando con el paso del tiempo una clara tendencia somerizante.

Los afloramientos de la Fm. Sombrerito se disponen en amplios anticlinorios cuyos ejes forman conjuntamente un arco más o menos paralelo a la bahía de Ocoa, sugiriendo su deformación en relación con el *indenter* del *ridge* de Beata; la compresión producida por éste provocó además la vergencia hacia el interior insular intuida en los anticlinorios.

2.2.1.3. Formación Sombrerito (14) Margas con intercalaciones de areniscas y calizas. Mioceno medio-superior

Constituyen un conjunto escasa y deficientemente representado, apareciendo exclusivamente al Sureste de la loma Vieja. Su asimilación con el techo de la Fm. Sombrerito ha sido señalada en trabajos previos (Ramírez, 1995) y confirmada por su posición y por la edad indicada por su contenido fosilífero. Poco puede decirse de su extensión paleogeográfica, ya que en el resto de la Hoja puede encontrarse oculto bajo depósitos cuaternarios o bien cobijado o laminado por el desgarre de los Cacheos, que pone en contacto el conjunto calcáreo de la Fm. Sombrerito con la Fm. Trinchera. En cualquier caso, su aspecto difiere sensiblemente del que ofrece el Mb. Gajo Largo con el que culmina la Fm. Sombrerito al Oeste de la región.

Da lugar a terrenos fácilmente erosionables y de tonos amarillentos, presentando un evidente contraste morfológico frente a los pronunciados relieves que configura la unidad

anterior (13). No posee corte alguno digno de mención, por lo que todos los rasgos relativos a su composición y sedimentología se deben a observaciones puntuales.

Su componente fundamental son margas de coloración variable, aunque predominan los tonos grises y ocre, que intercalan niveles tabulares de calizas y, en menor proporción, areniscas, de orden decimétrico. Las calizas, de tipo *wackestone*, poseen un elevado contenido micrítico y fosilífero, así como glauconita y limo de cuarzo.

La base no es visible por tectonización del contacto con el conjunto calcáreo anterior. Otro tanto puede decirse de su techo, en este caso debido al cabalgamiento de los materiales de los Grupos Peralta y Río Ocoa. Por todo ello, el espesor de su serie aflorante es variable, estimándose un valor máximo de 350m.

La deficiencia de sus afloramientos no ha permitido hacer precisiones sobre su ambiente sedimentario, pero entre los abundantes restos fosilíferos encontrados existen representantes de ambientes marinos poco profundos, posiblemente resedimentados. Dicho contenido incluye Equinodermos, Coralarios, Algas, Gasterópodos, Rotálidos, Gypsínidos y Globigerínidos; en particular, el hallazgo de *Orbulina universa* D'ORB., *Spheroidinellopsis seminulina* (SCHWAGER), *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *G. af. trilobus* (REUSS), *G. af. ruber* (D'ORB.), *Globorotalia af. miozeaconoidea* WALTERS, *G. af. scitula* (BRADY) y *Globoquadrina sp.*, en el arroyo Toro, ha señalado su pertenencia al Mioceno superior.

La presente unidad aparece con disposición monoclinal hacia el NE, a modo de pinzadura entre el cuerpo principal de la Fm. Sombrero y el Cinturón de Peralta.

2.2.1.4. Formación Trinchera (15) Areniscas tableadas con intercalaciones rítmicas de margas y tramos conglomeráticos. Mioceno superior-Plioceno

Se trata de una de las unidades más características de la región, cuya denominación fue utilizada en primer lugar por Dohm (1941), siendo utilizada posteriormente por la mayor parte de los autores que han trabajado en la región, aunque en algunos casos con distintas acepciones. Así, en unos casos, el término Fm. Trinchera ha abarcado el conjunto de areniscas y margas limitado a muro y techo por las Fms. Sombrero y Arroyo Blanco, respectivamente, mientras que en otros, sus términos superiores han sido individualizados como Fm. Quita Coraza; ya que ésta no siempre es reconocible, debería tomar el rango de miembro referido a una facies particular desarrollada a techo de la Fm. Trinchera. Cuando

estos términos superiores poseen composición carbonatada han recibido la denominación de Fm. Florentino. Entre los equivalentes de la Fm. Trinchera hallados en la literatura regional cabe destacar el de Fm. Fondo Negro propuesto por Cooper (1983).

Un corte especialmente ilustrativo del aspecto de la Fm. Trinchera en la región puede observarse en la carretera que une Azua y Barahona, al Suroeste de Fondo Negro, donde se observa una monótona y rítmica sucesión alternante de areniscas y margas de aspecto turbidítico, cuyo espesor sobrepasa 2.500m. Pese a su gran similitud aparente en la región, en detalle se aprecian notables variaciones locales, como en la Hoja de Azua, donde la unidad muestra una mayor proporción de los términos areniscosos, e incluso la intercalación de tramos conglomeráticos.

Sobre el terreno se caracteriza por sus tonos ocres; cuando no se encuentra bajo depósitos cuaternarios, dibuja una pequeña alineación en el relieve, destacando con respecto a la suprayacente Fm. Quita Coraza, al contrario de lo que ocurre con respecto a la Fm. Sombrerito. El corte del río Vía alberga la mejor exposición de la unidad en la Hoja, aunque diversos arroyos y cañadas de su sector noroccidental permiten apreciar puntualmente su aspecto general, destacando entre ellos el afloramiento del arroyo de Bichi.

Su litofacies más común es una alternancia de niveles decimétricos de areniscas y margas de aspecto turbidítico, entre las que son relativamente frecuentes los niveles de areniscas de aspecto desorganizado. Hacia la parte alta de la unidad predominan las areniscas y conglomerados, entre los que se intercalan niveles margosos de pequeña entidad.

Aunque se apoya sobre la Fm. Sombrerito, el contacto entre ambas no es visible, estando trastocado por fallas. En cuanto a su techo, regionalmente, en los casos en que subyace a la Fm. Quita Coraza, se produce por un aumento del contenido margoso a expensas del de areniscas; en el río Vía se ha delimitado coincidiendo con la desaparición de los conglomerados y la aparición de margas, cambio reflejado en el terreno por una disminución del relieve. El espesor medido en dicho corte alcanza 455m, que deben tomarse como un valor mínimo al no aflorar su base; como dato orientativo pueden señalarse los cerca de 1.000m cortados por el sondeo Maleno en las proximidades de la Hoja.

Las arenas muestran una clasificación mala a moderada, con notables variaciones en el tamaño de grano. Aunque sus constituyentes son muy variados, se aprecia una mayor

abundancia de plagioclasa y fragmentos de roca, pudiendo alcanzar cierta entidad el contenido de cuarzo; los tipos más comunes son arcosas y litarenitas feldespáticas. Los conglomerados muestran una gran semejanza con los de la Fm. Arroyo Blanco, de carácter polimíctico y tonos oscuros; entre los cantos también se observa una gran variedad composicional, siendo frecuentes los derivados de rocas volcanoclásticas, plutónicas, carbonatadas y areniscosas, señalando a la Fm. Tireo y al Grupo Peralta como área madre.

En los tramos de alternancias de margas y areniscas predominan las morfologías tabulares, si bien pueden incluir intervalos de areniscas de aspecto masivo y morfología canalizada muy laxa. Presentan estructuras sedimentarias típicas de medios turbidíticos, como bases netas y planas con estructuras tractivas frecuentemente deformadas por carga (*flute, grove, bounce* y *crescent cast*), *lags* de cantos blandos o microconglomeráticos, laminación paralela y convolucionada, *ripples* de corriente, a veces de tipo *climbing* y *burrows* de escape. Las facies desorganizadas intercaladas engloban *slumps*, depósitos de *debris flow* y, localmente, olistolitos de pequeña envergadura de calizas arrecifales miocenas.

En el tránsito a las areniscas y conglomerados superiores se observa una menor cantidad de estructuras, consistentes en estratificación cruzada, laminaciones onduladas, *ripples* de oleaje, deformación por carga y bioturbación. Las areniscas superiores presentan estructuras de medios más someros, con laminación paralela, estratificación *hummocky* y *ripples* de oleaje, intensificándose el grado de bioturbación. Por lo que respecta a los conglomerados, se asocian con areniscas a las que gradan; generalmente se encuentran amalgamados, con escasas estructuras, entre ellas bases canalizadas, estratificación cruzada, laminaciones onduladas y *ripples* de oleaje, enmarcándose en un contexto de llanura deltaica.

Las litofacies más típicas de la Fm. Trinchera al Oeste de la región sugieren su depósito en relación con aparatos turbidíticos de cierta batimetría, pero los afloramientos del sector de Azua muestran una clara variación ambiental, indicando una menor batimetría y una mayor proximidad a la línea de costa. En conjunto, el depósito de la Fm. Trinchera muestra una tendencia somerizante acorde con la evolución sedimentaria neógena en la Cuenca de Azua-San Juan, marcada por la progradación de las facies deltaicas sobre las turbidíticas, con progresiva somerización de aquéllas. Las paleocorrientes muestran cierta dispersión, aunque se concentran en torno a S-SO; éstas, junto con la distribución regional de facies y

la composición de los componentes clásticos, señalan la Cordillera Central como área fuente de los aparatos deltaicos.

La Fm. Trinchera alberga un elevado contenido faunístico, destacando la elevada proporción de Foraminíferos planctónicos en los tramos margosos. En particular, la asociación de *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *O. bilobata* (D'ORB.), *Globorotalia af. menardii* (D'ORB.), *G. af. merotumida-plesiotumida* BANNER y BLOW, *G. af. scitula* (BRADY), *Hastigerina af. siphonifera* (D'ORB.), *Globoquadrina altispira* BOLLI, *Globigerinoides af. ruber pyramidalis* (VAN DEN BROECK) y *Globigerina sp.*, hallada en el río Vía, ha señalado su pertenencia al Mioceno superior. De cualquier forma, se ha asignado al Mioceno superior-Plioceno inferior de acuerdo con otros trabajos (McLaughlin et al., 1991).

Las variaciones de espesor de la Fm. Trinchera en la región y sus relaciones con la Fm. Sombrero sugieren que durante el depósito de la Fm. Trinchera, la cuenca sufría episodios de inestabilidad a través de los cuales comenzaron a insinuarse las elevaciones de la Fm. Sombrero visibles hoy día en la zona.

Los afloramientos de la unidad configuran el anticlinal de Bichi, cuyo eje se arquea paralelamente al cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta; así, en las proximidades del río Vía abandona la típica dirección NO-SE de la Cordillera Central y hacia el Este adopta una dirección E-O. El anticlinal muestra una clara vergencia en sentido suroccidental o meridional, llegando a romper de tal forma que la Fm. Trinchera cabalga sobre la Fm. Vía inmediatamente al Norte de Azua. Hacia el Este, la complejidad aumenta por la acción del desgarre de los Cacheos, de orientación NE-SO, que distorsiona la disposición previa entre las Fms. Trinchera y Sombrero, por la cual ésta cabalgaría sobre la primera.

2.2.1.5. Formación Quita Coraza (16) Margas y areniscas tableadas. Plioceno

Es el conjunto litoestratigráfico de peor y más escasa representación de entre todos los que poseen rango de formación en la región; además, la literatura regional muestra poco acuerdo en torno a él. Así, el término fue utilizado por primera vez por Beall (1945), en referencia a un miembro del Grupo Yaque del Sur establecido previamente por Vaughan et al. (1921) y redefinido posteriormente por Bermúdez (1949) como Fm. Bao. Entre los trabajos más recientes, Cooper (1983) adopta ésta última denominación, en tanto que McLaughlin et al. (1991) recuperan el término Fm. Quita Coraza. Localmente, en posición

estratigráfica equivalente a ésta, aparece un tramo carbonatado conocido en la literatura regional como Fm. Florentino (Hoja de Yayas de Viajama).

Como puede apreciarse en su área tipo, localizada en el sector meridional del valle del río Yaque del Sur, se trata de un tramo que guarda ciertas semejanzas con la infrayacente Fm. Trinchera, diferenciándose de ésta por un mayor contenido margoso en relación al de areniscas. No se ha reconocido en las Hojas a escala 1:50.000 de Padre Las Casas y Yayas de Viajama ni en la Hoja a escala 1:100.000 de San Juan (García y Harms, 1988); esto, unido a la existencia de tramos semejantes en el seno de la Fm. Trinchera, sugiere que se trata de una facies peculiar relacionada con ésta y que el rango de formación tal vez sea excesivo para ella.

En el terreno aparece como una banda deprimida de tonalidades amarillentas, dispuesta entre los resaltes morfológicos producidos por las Fms. Trinchera y Arroyo Blanco. Las mejores exposiciones de la unidad en la Hoja de Azua se encuentran en el río Vía y el arroyo San Francisco. Su aspecto es el de una monótona sucesión de margas grises y azuladas que intercalan niveles de areniscas y calizas margosas de orden decimétrico; puntualmente, resulta difícil su diferenciación de la Fm. Trinchera.

Su límite con ésta coincide con una superficie neta marcada por una costra ferruginosa, pero en ausencia de corte el contacto parece de carácter gradual, estando indicado por la progresiva disminución en la proporción de los niveles de areniscas a favor de los de margas. Su techo está mejor definido y coincide con la aparición del primer nivel de conglomerados o calizas arrecifales de la Fm. Arroyo Blanco. Su espesor varía considerablemente en la región, habiéndose medido 420m en el corte del río Vía.

La composición de las areniscas es semejante a la de la Fm. Trinchera, clasificándose como arcosas y litarenitas. Entre los rasgos sedimentarios observados cabe señalar laminación paralela, *ripples* de oleaje y estructuras de carga y colapso de pequeña envergadura. Su depósito se interpreta en un contexto de plataforma abierta de tipo bahía que, con el paso del tiempo, evolucionaría hacia ambientes más someros, probablemente durante uno de los escasos periodos de estabilidad tectónica de la región, abortado por el impulso que provocó el comienzo de la sedimentación de la Fm. Arroyo Blanco.

Su contenido faunístico es relativamente escaso y aparece mal conservado. La asociación de *Sphaeroidinellopsis sp.*, *Globorotalia af. tumida* (BRADY), *G. sp.*, *Globigerinoides sp.* y *Sphaeroidinella dehiscens* (PARKER y JONES) hallada en el arroyo San Francisco sugiere su depósito durante el Plioceno inferior, no debiendo descartarse que comenzase en el Mioceno superior, reflejando las diacronías aludidas para el registro sedimentario de la Cuenca de Azua-San Juan, de tal forma que simultáneamente con el depósito de la Fm. Quita Coraza, aún se produciría la sedimentación de la Fm. Trinchera y, en áreas más cercanas al litoral, habría comenzado la de la Fm. Arroyo Blanco.

Carece de interés el papel de la Fm. Quita Coraza dentro de la estructura de la región, aflorando exclusivamente en el flanco septentrional del anticlinal de Bichi.

2.2.1.6. Formación Arroyo Blanco (17) Conglomerados, areniscas y arcillas. Plioceno

Constituye uno de los conjuntos característicos del Neógeno de la región, tal vez el que posee una mayor heterogeneidad litológica y una mayor dificultad para su individualización cartográfica, especialmente en lo que respecta a su contacto con la Fm. Vía. La primera aparición de su denominación se encuentra en Dohm (1942) quien señala la prioridad de Arick y Olsson. Equivale total o parcialmente a las Fms. Angostura y Las Salinas de la Cuenca de Enriquillo.

Su litología más frecuente son conglomerados polimícticos oscuros, intercalando tramos de arcillas, areniscas y, como rasgo más característico, calizas arrecifales, en ocasiones resedimentadas. En el ámbito de la Hoja predominan los conglomerados y areniscas, que en afloramientos puntuales resultan difíciles de diferenciar de los de las Fms. Trinchera y, especialmente, Vía. Sin embargo, proporciona un destacado resalte morfológico al terreno que facilita su separación cartográfica de las Fms. Vía y Quita Coraza. Su mejor corte dentro de los límites de la Hoja se localiza en el río Vía, pudiendo efectuarse observaciones de interés en Las Yayitas y en el ámbito del arroyo San Francisco.

La base de la unidad, de carácter neto, se ha establecido en la aparición de areniscas o conglomerados sobre las margas de la Fm. Quita Coraza. El techo es más difícil de precisar por la semejanza litológica entre los conglomerados de las Fms. Arroyo Blanco y Vía. En algunas perspectivas, entre ambas se intuye la existencia de una discordancia, aunque es posible que las dos alberguen discordancias internas. La presencia de fauna marina o litoral

es el mejor criterio de reconocimiento de la Fm. Arroyo Blanco frente a la Fm. Vía, pero la ausencia de fauna no implica la certeza de estar ante ésta; como criterios de apoyo para su individualización cabe señalar también la mayor deformación de la Fm. Arroyo Blanco, así como los tonos más oscuros de sus conglomerados, generalmente ordenados en niveles de menor espesor.

En el corte del río Vía se han medido 745m, apreciándose una tendencia conjunta de carácter granocreciente. Aquí, la unidad comienza a través de un nivel métrico de corales resedimentados y prosigue a través de una sucesión de areniscas estratificadas en niveles de orden métrico entre los que se intercalan niveles de lutitas de menor entidad. Sobre ellas, integrando la mayor parte de la unidad, aparecen conglomerados polimícticos agrupados en bancos de orden métrico, constituidos por cantos redondeados de hasta 25cm, entre los que predominan los de composición ígnea y volcánico-sedimentaria de edad cretácica.

La parte inferior de la unidad es más heterogénea. En ella se reconocen areniscas en niveles tabulares masivos o alternantes con lutitas, de forma más o menos rítmica, en secuencias estratocrecientes propias de barras de desembocadura; las areniscas presentan abundantes estructuras tractivas, como *ripples* de oleaje, estratificación *flaser* y *wavy*, laminación paralela y ondulada, así como estratificación cruzada. También aparecen capas de calizas, más o menos masivas, con Corales, que pueden constituir diversos tipos de colonias; algunos niveles de orden decimétrico corresponden a resedimentaciones de éstas. La parte superior, de mayor proporción conglomerática, está compuesta por capas subtabulares, a veces canalizadas, que gradan a areniscas; poseen bases netas y ligeramente erosivas, estratificación cruzada planar y bimodal, así como *ripples* de oleaje.

En términos generales, la presente unidad constituye un ciclo de progradación de los sistemas deltaicos hacia el S-SE, definido por facies de bahía y de frente deltaico a muro, con facies de llanura deltaica con influencias mareales a techo. En la parte inferior se reconocen morfologías propias de barras litorales y deltaicas, aunque el principal dispositivo sedimentario corresponde probablemente a lóbulos deltaicos generados a partir de avenidas multiepisódicas no confinadas; eventualmente podrían desarrollarse arrecifes. No obstante, como prueba de la variedad ambiental de la formación, en las proximidades de Las Yayitas se han reconocido niveles de areniscas de posible origen eólico; igualmente, en áreas próximas (Hoja de Padre Las Casas) se encuentran pequeñas manifestaciones de yesos

que evidencian un medio restringido y, por otra parte, una gran proporción de las masas conglomeráticas de la región podrían corresponder al depósito de abanicos aluviales.

El dispositivo sedimentario observable hoy día en la región del Llano de Azua y su litoral, evoca la paleogeografía deducida para el depósito de la Fm. Arroyo Blanco, con extensos abanicos aluviales que alcanzan el litoral, en el que coexisten diversos ambientes (desembocaduras fluviales, playas, arrecifes, lagunas...) con sus correspondientes litofacies, y que pasan insensiblemente a ambientes marinos de plataforma somera.

Pese a que en otras zonas la Fm. Arroyo Blanco incluye un rico registro fosilífero, especialmente de Ostrácodos y Foraminíferos planctónicos (McLaughlin et al., 1991), en la Hoja sólo se ha reconocido un pequeño conjunto de restos mal conservados, hallados en el arroyo San Francisco, entre ellos *Globigerina sp.*, *G. af. nephentes* TODD, *Globigerinita sp.*, *Gyroidina sp.*, *Cibicides sp.*, *Globigerinoides sp.* y *Bolivina sp.*, que señalan el intervalo Mioceno superior-Plioceno; no obstante, la edad inferior de la unidad en la Hoja queda acotada por la de la Fm. Quita Coraza, por lo que se ha incluido en el Plioceno, si bien en algunas áreas su base podría pertenecer al Mioceno medio, de acuerdo con la fauna hallada en la Hoja de Pueblo Viejo.

A nivel regional, la diacronía detectada en el registro de cada formación neógena, sugiere que simultáneamente al depósito de la Fm. Arroyo Blanco, en áreas más profundas de la cuenca se produciría la sedimentación de la Fm. Trinchera y, en áreas localizadas, la de la Fm. Quita Coraza.

La Fm. Arroyo Blanco forma parte del flanco septentrional del anticlinal de Bichi, sumergido bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta.

2.2.1.7. Formación Vía (18) Conglomerados blancos y arcillas. Plioceno-Pleistoceno inferior

Constituye la unidad más reciente del relleno neógeno de la Cuenca de Azua-San Juan. Su denominación deriva de la excelente calidad de sus afloramientos en el río Vía, restringiéndose su uso al sector de Azua; equivale a la Fm. Arroyo Seco, término mucho más empleado en la región, así como a las Fms. Las Matas, Guayabal y Jimaní.

Se trata esencialmente de un monótono conjunto conglomerático con intercalaciones esporádicas de niveles de lutitas y areniscas, que puntualmente presenta una extraordinaria

similitud con los depósitos de abanicos cuaternarios y con los conglomerados continentales de la Fm. Arroyo Blanco. Su diferenciación de los primeros no reviste una especial dificultad, especialmente por sus diferentes rasgos geomorfológicos, pero no puede decirse lo mismo en relación con los segundos; en efecto, ambas unidades pueden albergar discordancias internas y en ocasiones parecen relacionarse mediante un paso gradual. No obstante, en el ámbito de la Hoja, entre ambas existe una discordancia, como se intuye en el sector del río Vía, donde además se localiza el mejor corte.

En éste se han medido 405m que no pueden considerarse su valor máximo, ya que la unidad se encuentra cabalgada por los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta. Se trata de una monótona sucesión de conglomerados polimícticos de matriz areno-arcillosa agrupados en niveles de orden métrico, con predominio de cantos redondeados de composición tonalítica, volcansedimentaria y calcárea, cuyo tamaño suele estar comprendido entre 5 y 10cm, aunque no son extraños los mayores de 30cm. Esporádicamente intercalan tramos arcillosos de tonos rojizos y pardos de orden centimétrico a métrico.

Predominan los niveles de morfología subtabular, a veces canalizada, con frecuentes gradaciones verticales. También son frecuentes las cicatrices erosivas, las estratificaciones cruzadas de media a gran escala y las imbricaciones de cantos; en los tramos arcillosos, abundan las señales de bioturbación y paleosuelos. Se interpretan como el depósito de sistemas de abanicos aluviales similares a los desarrollados en el Llano de Azua durante el Cuaternario más reciente y que supondrían la culminación de la tendencia regresiva seguida por la sedimentación neógena en la región.

No se han encontrado restos fosilíferos que permitan la datación de la unidad, asignada al intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior por su relación con la Fm. Arroyo Blanco y con los depósitos puramente cuaternarios.

La Fm. Vía se localiza en los flancos del anticlinal de Bichi, de los que el septentrional es cabalgado por la Fm. Ocoa; el flanco meridional muestra una mayor deformación como consecuencia de la vergencia del pliegue, resuelta a través de una falla inversa mediante la cual la Fm. Trinchera cabalga sobre la Fm. Vía, que aquí se encuentra intensamente deformada, hasta el punto de que localmente aparece verticalizada. Un pequeño afloramiento de la unidad localizado junto a la carretera Azua-Baní a pie de la loma Vieja

plantea grandes dudas paleogeográficas y estructurales en esa zona. Su ubicación junto a la unidad carbonatada de la Fm. Sombrerito (13) sugiere la falta de depósito de la mayor parte de la serie neógena allí o bien el cabalgamiento hacia el Sur de la Fm. Sombrerito sobre la Fm. Vía, implicando una vergencia contraria a la observada en los restantes afloramientos de aquella. En cualquier caso, a falta de datos que confirmen cualquiera de las dos ideas, criterios de carácter regional invitan a adoptar la primera con bastantes reservas.

2.3. Cuaternario

El registro cuaternario se encuentra ampliamente representado por toda la Hoja, especialmente en el Llano de Azua. En todos los casos posee origen sedimentario, no habiéndose hallado manifestación alguna del típico volcanismo cuaternario de la región. Aunque a lo largo de la franja costera se encuentran representantes recientes de ambientes litorales, predominan los depósitos de ambientes continentales, también con una dispersión temporal mayor.

2.3.1. Cuaternario continental

Posee una cierta variedad genética, con depósitos de origen fluvial, de ladera, lacustre, kárstico y poligénico, llamando la atención por su extensión los relacionados con la dinámica aluvial. Aunque se encuentran repartidos por todo el territorio de la Hoja, se concentran de forma especial en el Llano de Azua, donde se disponen a modo de tapiz del relleno neógeno de la Cuenca de Azua-San Juan.

2.3.1.1. Fondos de dolina (19) Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno

Se encuentran representados en el ámbito de los afloramientos carbonatados de la Fm. Sombrerito (unidad 13), especialmente en los de las lomas Vieja y de la Vigía, en esta última con dos manifestaciones espectaculares al Suroeste de Monte Río. Se trata del depósito de dolinas de forma elipsoidal, cuyo eje mayor sobrepasa en algunos casos 500m, indicando además una posible influencia de la tectónica en su génesis.

Corresponden a arcillas rojas, producto de la descalcificación de las calizas, de espesor desconocido por la falta de cortes, pero que en las de mayores dimensiones probablemente supere la decena de metros. Su cronología es muy difícil de precisar, habiéndose atribuido

al Pleistoceno-Holoceno por criterios regionales, sin que deba descartarse que su génesis hubiese comenzado con anterioridad.

2.3.1.2. Glacis (20) Gravas, arcillas y arenas. Pleistoceno

Poseen especial desarrollo en los sectores noroccidental y suroriental, configurando pequeñas plataformas elevadas entre 5 y 40m con respecto a los cauces adyacentes. Poseen una buena representación en el ámbito del Ojo de Agua de la Ceiba, donde aparecen a modo de formas de enlace entre los relieves orientales de la sierra de El Número y el valle del río Ocoa. En el ámbito de Bichi también se disponen como piedemontes de relieves de entidad moderada.

Predominan las gravas, de composición variable en función de su área madre, observándose fundamentalmente rocas calcáreas, volcánicas y volcanoclásticas; el tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50cm. Las arenas aparecen en menor proporción, mostrando una composición de tipo litarenítico. En cuanto a las arcillas, también aparecen en menor proporción, confiriendo tonalidades rojas al conjunto. Son escasas las estructuras sedimentarias halladas, destacando las bases erosivas y los cuerpos canalizados. Su espesor, aunque variable, se puede cifrar entre 3 y 10m.

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), invita a no descartar que los niveles más bajos puedan corresponder al Holoceno.

2.3.1.3. Abanicos aluviales (21) Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno-Holoceno

Constituyen los depósitos más extensos de la Hoja, aflorando a lo largo del Llano de Azua entre los diversos relieves existentes y la línea de costa. Sus dimensiones son extraordinariamente variables, con ejemplares que alcanzan 8km, frente a otros prácticamente incartografiados, algunos de ellos fuera del ámbito del Llano. Muestran una compleja distribución temporal, con sucesivos encajamientos entre sí que pueden responder a variaciones del nivel de base, deformación tectónica o causas climáticas; ante la compleja sucesión de encajamientos se han agrupado en un único conjunto, observándose que sobre los más antiguos ha actuado una fuerte incisión por parte de los cauces actuales, y que los

más modernos se encajan en aquéllos. No obstante, no se han apreciado diferencias composicionales o texturales en función de su antigüedad, existiendo numerosos cortes a lo largo de las cañadas y arroyos cercanos a Estebanía, Las Charcas y Hatillo, pudiendo destacarse entre ellos el de Barranca, en el arroyo Guazábara, donde el abanico muestra un espesor cercano a 40m.

En la mayor parte de los casos, su depósito se produce por la dispersión de los aportes concentrados en los valles estrechos que surcan la Cordillera Central al salir al Llano de Azua; con frecuencia, la proximidad entre fuentes de aporte da lugar a coalescencia de varios conos. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas con cantos que pueden alcanzar 1m de diámetro, de composición muy variable en función del área madre, entre los que se intercala una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos abanicos 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, no cabe duda de la pertenencia de los más modernos al Holoceno, siendo menos evidente la de los antiguos, aunque algunos de ellos parecen claramente pleistocenos.

2.3.1.4. Canales meandriformes y llanura de inundación (22) Gravas, arenas y arcillas. Holoceno

Sus afloramientos en la Hoja de Azua se encuentran restringidos al sector situado al Sur de Las Clavellinas, si bien el conjunto adquiere una representación muy superior en la vecina Hoja de Pueblo Viejo. Configuran una extensa planicie tapizada de gravas, su constituyente principal, en la que se incluyen numerosas áreas con tendencia al encharcamiento cuya génesis ofrece algunas dudas, si bien debe guardar alguna relación con la tectónica reciente de la zona.

Son escasos los puntos que permiten una mínima descripción del conjunto, tratándose en todos los casos de cortes muy parciales y superficiales, inferiores a 1m. Dentro de la presente unidad predominan los niveles de gravas de espesor de orden métrico, integrados por cantos y bloques redondeados de tamaño de orden decimétrico, entre cuyos componentes predominan los de origen tonalítico, volcanoclástico, volcánico, carbonatado y

conglomerático. Con menos frecuencia también se observan niveles arenosos y arcillosos de pequeña envergadura.

No se han encontrado restos paleontológicos que permitan la datación de la unidad, que por su relación con el relieve actual ha sido atribuida al Holoceno.

2.3.1.5. Terrazas medias-altas, terrazas bajas (23,24) Gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Pese a que no existe ningún sistema de aterrazamientos bien desarrollado, poseen representación en los principales cursos fluviales. Su mejor exposición se encuentra en los valles del río Ocoa y su afluente Banilejo. Ante la variedad altimétrica de los niveles de terrazas y su pertenencia a diversos sistemas fluviales, se han establecido dos grupos: terrazas bajas, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial actual, con cotas de +1-3m con respecto al cauce, y terrazas medias-altas, para todas aquellas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a alcanzar +40m.

Litológicamente están constituidas por gravas en las que predominan los fragmentos volcano-sedimentarios de la Fm. Tiro, tonalíticos, volcánicos de edad cuaternaria, conglomeráticos eocenos y carbonatados cretácicos y eocenos, aunque también puede observarse cualquier componente terciario 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. 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, aunque en algunos casos alcanza 10m.

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.

2.3.1.6. Deslizamientos (25) Arcillas, cantos y bloques. Pleistoceno-Holoceno

Su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas o de elevadas pendientes y favorecida por la presencia de agua en el subsuelo. Sus escasos representantes se localizan en la loma Vieja y el firme de los Guaconejos.

Aunque en este tipo de depósitos predominan las litologías arcilloso-margasas, que pueden englobar cantos y bloques de naturaleza variada, la composición del deslizamiento es función directa de la existente sobre él, carbonatada en el caso de la loma Vieja. Lógicamente, su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. Resulta muy difícil precisar su cronología, razón por la que se han enmarcado en el Pleistoceno-Holoceno.

2.3.1.7. Fondos endorreicos (26) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno

Constituyen el depósito de pequeñas depresiones que muestran una acusada tendencia al encharcamiento. Poseen forma groseramente redondeada o elipsoidal y se encuentran distribuidas por las zonas de menor pendiente del Llano de Azua, especialmente a pie de los relieves, tal vez en relación con áreas de subsidencia ligadas a accidentes tectónicos del sustrato.

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 la relación con su sustrato, no cabe duda de que se trata de un depósito cuaternario, sin que sea posible precisar su edad.

2.3.1.8. Coluviones (27) Cantos, arenas y arcillas. Holoceno

Pese a las importantes elevaciones y desniveles existentes en la Hoja, especialmente en el ámbito de la Cordillera Central, son uno de los depósitos cuaternarios con menor representación, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Su morfología es variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas.

Son depósitos de reducido espesor y de litología muy variable, directamente influida por la composición de su área de origen. En general, predominan los cantos subangulosos

heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.3.1.9. Fondos de valle (32) Gravas, arenas y arcillas. Holoceno

Se encuentran ampliamente representados en los numerosos ríos, arroyos y cañadas de la Hoja, no pudiendo destacarse ninguno de ellos por su envergadura, pese a lo cual algunos han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges, tanto en lo que se refiere a los procesos de tipo erosivo como sedimentario. 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 1m, 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 del Cinturón de Peralta en la región de San José de Ocoa: rocas volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, rocas volcánicas cuaternarias, conglomerados polimícticos eocenos, areniscas y calcarenitas eocenas, tonalitas y rocas carbonatadas cretácicas y eocenas. 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.

2.3.2. Cuaternario litoral

Lógicamente, se encuentra representado en una estrecha banda paralela a la línea de costa, con su mayor variedad de depósitos en playa Caracoles, aunque merece la pena destacar el paraje de Punta Vigía por sus posibilidades didácticas respecto a la dinámica litoral.

2.3.2.1. Dunas (28) Arenas. Holoceno

Su único representante se localiza en el sector oriental de playa Caracoles, configurando una estrecha banda paralela al litoral. Son dunas modestas, cuya altura no supera 4m, cuyas crestas se alinean a modo de cordón; son poco evidentes a primera vista por la colonización desarrollada por la vegetación que, además dificulta su migración.

Se trata de arenas marronáceas sueltas, de tamaño medio a fino y predominio de los componentes ígneos y carbonatados, en ocasiones bioclásticos. Su origen se asocia con vientos orientados hacia el NE en épocas recientes, por lo que se han incluido en el Holoceno.

2.3.2.2. Depósitos lagunares (29) Lutitas y sales. Holoceno

Constituyen el depósito de zonas deprimidas en las proximidades de la línea de costa, con una marcada tendencia al endorreísmo, desconectadas del mar por la interposición de acumulaciones coralinas (unidad 30) a modo de barreras naturales. Se encuentran bien representadas en el paraje de la Salinita, entre las playas de Monte Río y Caracoles, así como en Punta Vigía, donde son objeto de explotación económica.

Su carácter endorreico y su sustrato impermeable provocan su encharcamiento, pero en épocas de escasez de lluvias algunas pueden aparecer desecadas. La evaporación favorece la acumulación de sales y lutitas, sin que existan datos sobre su espesor que, en cualquier caso, podría estar comprendido entre 2 y 10m. Por su relación con la dinámica costera actual se incluyen en el Holoceno.

2.3.2.3. Playas y barreras (30) Acumulaciones de corales. Holoceno

Se trata de la unidad litoral más característica y más extensa de la línea de costa. Se forma por acumulaciones bioclásticas entre las que predominan los Corales, que pueden haber sido redistribuidos en forma de playa o, por el contrario, haber sido acumulados en forma de cordones de hasta 4m de altura que, a modo de barreras, aíslan de la influencia marina una serie de zonas lagunares (unidad 29).

Entre las acumulaciones se identifica una gran variedad de especies, en ocasiones de gran vistosidad, pudiendo reconocerse su morfología externa e interna. Están constituidas por carbonato cálcico y poseen tonos típicamente blancos, con frecuencia negros por alteración, así como tamaños de orden centimétrico a decimétrico.

Proceden del desmantelamiento de colonias subacuáticas cercanas a la línea de costa, algunas de las cuales son observables desde ésta, aún como un ecosistema de gran actividad. Se han incluido en el Holoceno por su evidente relación con la dinámica actual.

2.3.2.4. Depósitos litorales (31) Gravas y arenas. Holoceno

Corresponden a un pequeño afloramiento localizado en playa Caracoles, a espaldas de la playa actual. Está constituido por gravas y arenas que configuran una planicie muy ligeramente elevada sobre el nivel del mar, sugiriendo que se trata del episodio costero previo al presente.

Los cantos son redondeados y de composición variada, con predominio de tamaños de orden centimétrico. Son frecuentes las estructuras sedimentarias, con cicatrices erosivas, estratificaciones cruzadas y *ripples*. De acuerdo con lo anteriormente expresado se asignan al Holoceno.

2.3.2.5. Playas (33) Arenas y gravas. Holoceno

Junto con las acumulaciones de Corales (unidad 30) configuran una estrecha banda paralela a la línea de costa, interrumpida en los acantilados de la loma de La Vigía y del cerro El Peñón. Según los casos, se trata de playas de arena, de gravas o de ambas simultáneamente, con coloraciones blanquecinas, grisáceas o marrones.

La composición de sus integrantes es variable, caracterizándose en todos los casos por su redondeamiento y buena selección. Los tamaños más frecuentes de los cantos oscilan entre 5 y 15cm. Se trata de depósitos actuales, por lo que se han incluido en el Holoceno.

3. TECTÓNICA

En el presente capítulo se abordan las características estructurales y la evolución tectónica de la Hoja de Azua. 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 hipótesis evolutivas más aceptadas de la placa del Caribe, en cuyo margen septentrional se encuentra ubicada la isla. Posteriormente se contempla el marco geológico-estructural de la zona de estudio, enumerándose los principales dominios que, directa o indirectamente, influyen en ella, así como sus elementos principales. Por último, se describe en detalle la estructura interna de cada uno de los dominios, referida principalmente al ámbito de la Hoja y su entorno más inmediato, haciéndose hincapié en la reciente tectónica de desgarres, de especial incidencia en la zona.

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) (Fig.3.1). 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). 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 (Pindell y Barret, 1991; Pindell, 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 grupos: los relacionados con la tectónica pre-Albiana, y los relacionados con la tectónica del Cretácico superior-Eoceno.

En la Hoja de Azua 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 condicionado 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 de la Fm. Tireo y la intrusión de volúmenes importantes de granitoides a lo largo del eje de la Cordillera Central-Massif du Nord, sin registro tampoco en la Hoja, aunque sí en sus proximidades.

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 de arcos de islas en el basamento 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).

A partir del Mioceno (hasta la actualidad) adquiere extraordinaria relevancia, especialmente en el ámbito de la Hoja, la tectónica de desgarres, desarrollada una vez que todos los elementos integrantes de la isla, 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. Además 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 totalmente alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que alternativa o adicionalmente, el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo, en un contexto transtensional.

3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La Hoja de Azua se localiza en las estribaciones surorientales de la Cordillera Central, concretamente en su flanco meridional, encontrándose representados los dominios estructurales conocidos como Cinturón de Peralta (al NE) y Cuenca de Azua (al SO); la descripción tectónica de la región se completa con el basamento que, aunque aflorante fuera de los límites de la Hoja (al N), ha condicionado en gran medida tanto la estructura como la evolución de la región (Figs.3.4 y 3.5).

- Basamento

El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). En el flanco suroccidental de la Cordillera Central están representados por la Formación o terreno (estratigráfico) de Tireo, consistente 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, así como por pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO. Su dirección varía desde N-S (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz), a E-O algo más al Norte (Hoja de Constanza), en tanto que hacia el Noroeste adquiere

la típica dirección NO-SE de la Cordillera (Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte).

- Cinturón de Peralta

El Cinturón de Peralta ha sido descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivières-Peralta; es una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior- Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este dominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco (*back-arc*) que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). En su sector suroriental, diversos trabajos de Heubeck y Dolan han subdividido la estratigrafía del Cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que, 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, tan sólo el Grupo Peralta está representado con todas sus formaciones (Ventura, Jura y El Número), mientras que del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal (Ocoa), en tanto que sus formaciones suprayacentes (El Limonal y Majagua), así como todo el Grupo Ingenio Caei, quedan circunscritas al extremo suroriental de la Cordillera Central.

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 relacionado con el del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al., 1983; Heubeck y Mann, 1991). Esta deformación se ha situado, a partir del Eoceno, en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del *plateau* oceánico del Caribe que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual mar Caribe) bajo el moribundo arco de islas; éste aparecería representado por los terrenos cretácico-eocenos de la Cordillera Central y del resto de la isla, de tal forma que el Cinturón de Peralta ocultaría una sutura entre dos fragmentos litosféricos oblicuamente convergentes (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991). En este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se interpretan como megasecuencias de cuenca delantera de arco (*fore-arc*) depositadas sobre la parte interna del prisma acrecional, en algunos casos

con un fuerte control tectónico (Fm.Ocoa). Alternativa o adicionalmente los autores mencionados también relacionan la deformación del Cinturón de Peralta con un corto evento de colisión y/o movimiento en dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas con respecto a las Antillas Mayores, que pudo haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el Cinturón de Peralta. No obstante, es preciso resaltar que la cartografía de una parte del Cinturón realizada en el presente proyecto, ha permitido precisar la geometría de la deformación en el mismo, lo que implícitamente conlleva la revisión de los modelos estructurales expuestos.

- Cuenca de Azua

La denominada Cuenca de Azua constituye en realidad la zona de enlace de las cuencas de San Juan y Enriquillo, de las cuales integra su extremo suroriental y oriental, respectivamente. Estas cuencas, junto con otras similares y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector centro-occidental de la isla, se han integrado en el poco definido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al., 1991b). Su estructura regional es del tipo "domos y cubetas" (*dome and basin structure*), consistente en una serie de 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*". Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno medio-Pleistoceno, de ambientes marinos en la base y continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Por su parte, los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno medio, parte de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con el Grupo Peralta; no obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaîne de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas atribuidas al intervalo Cretácico superior-Eoceno. En el ámbito de la Cuenca de Azua, las rocas más antiguas que afloran en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrerito (Mioceno), que probablemente sea la formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

La Cuenca de Azua se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controlados por la evolución estructural de aquél.

Los domos o estructuras anticlinales citados, 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 se producen por cabalgamiento, en sentido SO, de los más antiguos sobre los más modernos, si bien posteriormente los cabalgamientos 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 posee una traza subvertical, suponiéndose para ella movimientos en dirección tardíos. No obstante, conviene recordar que en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte 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 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 poco acorde con el mencionado carácter cabalgante observado en la zona de estudio, se ha sugerido que, durante el intervalo Oligoceno-Mioceno, ha acomodado un desplazamiento sinistral superior a 400km entre las placas Norteamericana y Caribeña (Pindell y Barret, 1991; Dolan et al., 1991).

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

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 tres dominios citados en el apartado anterior, haciéndose hincapié en la tectónica generalizada más reciente (tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad), así como en otros fenómenos más localizados, determinantes en el caso de la Hoja de Azua (tectónica relacionada con la colisión del *ridge* de Beata y con la terminación oriental de la falla de Enriquillo).

3.3.1. Estructura del basamento

Como ya se ha señalado, 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). Ya que no aflora en el ámbito de la Hoja, su descripción se basa fundamentalmente en la transversal N-S que abarca las Hojas de Constanza, Sabana Quéliz y San José de Ocoa, donde se encuentra bien representada.

La estructura de la Fm. Tireo está definida por una serie de cabalgamientos que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento genéticamente relacionado con el desarrollo de éstas (Fig.3.6). En las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz se han identificado, por encima del cabalgamiento frontal (falla de San José-Restauración), hasta cuatro de estos cabalgamientos, que individualizan un mínimo de cinco escamas. 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. Debido a la difícil identificación de estos cabalgamientos y escamas, 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.

La dirección general E-O de los cabalgamientos en el sector septentrional (Hoja de Constanza), sufre un brusco giro, pasando a ser de N-S a NNO-SSE hacia el Sur (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa). La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a 45°, siempre hacia el Este o el Norte, consecuentemente con sus vergencias generalizadas en sentido opuesto.

Las geometrías más probables 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 el 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 igualmente hacia el Este o el Norte, en el cual las escamas estructuralmente más altas parecen tener buzamientos progresivamente mayores (Fig.3.6). 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 conforme van pasando por encima de ella. 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 con 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 de las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa se han podido hacer observaciones puntuales en algunos de estos planos. De ellas se deduce que la deformación asociada a los cabalgamientos, al menos al nivel estructural representado allí, 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 especialmente frecuentes en los tramos contiguos al plano de cabalgamiento, aunque aparentemente tienen mayor

desarrollo en el bloque cabalgante que en el cabalgado. Así se observa en el arroyo Copey (Hoja de Sabana Quéliz), donde la deformación asociada al bloque cabalgante disminuye progresivamente hacia techo, alcanzando un espesor total superior a los 60m. Allí, el estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, en este caso derivadas de la trituración de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, muestra el desarrollo de un metamorfismo dinamo-térmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a las facies de los subesquistos verdes.

La Fm. Tireo se pone en contacto con el Cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido ($30-45^\circ$) que el de los cabalgamientos suprayacentes. Esta estructura tiene una notable continuidad en toda la zona de estudio, aunque localmente está 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 su cobertera 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 (*tear fault*) cuyo reflejo en superficie no está bien definido. Aunque dicha discordancia confirma que la Fm. Tireo es, al menos parcialmente, el basamento del Cinturón de Peralta, se desconocen, tanto su existencia bajo la Cuenca de Azua, como su posible relación con los afloramientos de rocas basálticas y volcanoclásticas del Cretácico superior-Eoceno, que ocupan el núcleo de la sierra de Neiba (Mann et al., 1991b y c).

Ascendiendo estructuralmente, la Fm. Tireo, y sus imbricaciones internas están delimitadas por el cabalgamiento del río Yuna. Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm. Tireo, con un desplazamiento desconocido. Se caracteriza por ser de tipo dúctil, y a él se asocian una hidratación y una intensa deformación retrógrada que dan lugar a la génesis de fábricas miloníticas y filoníticas dispuestas en una banda subparalela adyacente al plano de cabalgamiento, de espesor superior a 100m. Aunque la relación de este cabalgamiento con las imbricaciones internas de la Fm. Tireo no está todavía establecida, en el presente trabajo se sugiere que bien podría representar una de las primeras, y por tanto más internas y profundas, imbricaciones del basamento dentro de la secuencia de propagación "normal" o hacia el

antepaís. Esta interpretación estaría de acuerdo con el contraste en el estilo de la deformación entre los primeros cabalgamientos, más internos y profundos, de tipo dúctil, y los últimos, desarrollados en la Fm. Tireo, más externos y someros, de tipo frágil.

El aludido cambio brusco de directrices de los cabalgamientos internos de la Fm. Tireo, próximo a 90°, afecta también al cabalgamiento frontal y podría asimilarse al giro que sufre una lámina cabalgante al adaptarse a una rampa lateral. En este caso, el cabalgamiento frontal avanzaría hacia el Suroeste con la dirección regional NO-SE a E-O y al llegar a la “esquina”, localizada en el sector nororiental de la Hoja de Sabana Quéliz, giraría 90° (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, en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa; dichas fallas serían *drop faults*, es decir fallas normales generadas exclusivamente en el bloque cabalgante para acomodar el exceso de espacio producido en el giro (Fig. 3.6).

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” que hasta ahora se viene considerando, lo más probable es que las primeras imbricaciones en el basamento comenzaran hacia el Eoceno superior (o ligeramente antes), coincidiendo con la irrupción de la Fm. Ocoa en 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 habría 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). Anteriormente, destacan las primeras cartografías de Wallace (1945), así como los estudios bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizados por Bourgois et al. (1979), así como la interpretación de Biju-Duval et al. (1983), en la que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación con la fosa de los Muertos, interpretan la región como parte integrante de un prisma acrecional con vergencia al Sur. 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 estos 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 dichos autores, está constituido por fallas inversas y cabalgamientos de tipo frágil, así como un plegamiento asociado, que parecen afectar a todo el paquete sedimentario del Cinturón, excepción hecha del Grupo Ingenio Caei, por lo que las enmarcan en el Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991), proponen dos fases principales de deformación. La primera tendría lugar durante el Eoceno superior y a ella correspondería la “distorsión” estratigráfica sinsedimentaria del Grupo Peralta, sobre todo su parte baja. Esta fase se relaciona con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinestrales, a lo largo del límite entre las placas

Norteamericana y del Caribe, o bien con un corto periodo de convergencia oblicua causada por la colisión con la plataforma de las Bahamas, la cual repercutiría en el Cinturón en forma de retrocabalgamientos. En cualquiera de los casos, el Cinturón de Peralta se interpreta como un prisma acrecional adyacente a la Cordillera Central, correlacionable con la fosa de los Muertos, en cuya parte interna se depositaría la Fm. Ocoa. La segunda fase sería en realidad una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia con el sector meridional de la isla, que acabaría produciendo la subducción sin magmatismo asociado, o *underthrusting* del *plateau* oceánico del Caribe bajo la Cordillera Central y el resto de los terrenos del arco de islas. Esta fase se sitúa en el Mioceno inferior y sería la responsable de la deformación de todo el Cinturón mediante cabalgamientos, fallas y pliegues asociados de tipo frágil.

La cartografía del Cinturón de Peralta en la Hoja de Azua, así como en otras áreas del presente proyecto, aporta datos que, si bien en el contexto general son coincidentes en gran medida con los anteriores, en el detalle difieren sustancialmente de ellos. Esto concierne especialmente a la importancia atribuida por Dolan et al. (1991), Heubeck et al. (1991) y Witschard y Dolan (1990) a la deformación sinsedimentaria o *stratal disruption* descrita anteriormente, cuya presencia se considera, según la nueva cartografía, de menor entidad o incluso prácticamente inexistente en la mayor parte de la zona estudiada. Esta circunstancia simplifica notablemente el estudio y la interpretación de la región, que en este trabajo se contempla desde la perspectiva de un clásico cinturón de pliegues y cabalgamientos.

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, donde predominan los cabalgamientos, pasando por los niveles intermedios, donde predominan los pliegues, hasta llegar, más al NE, a los niveles más altos, en los que el estilo es el de una serie monoclinial con buzamiento general al NE, que también caracteriza a la suprayacente Fm. Ocoa (Fig 3.5). 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 Azua, la serie monoclinial de los sectores nororientales está representada exclusivamente por la Fm. Ocoa, cuya extraordinaria erosión ha eliminado los niveles monoclinales correspondientes al Gr. Peralta. Dicha serie monoclinial debe marcar la presencia en profundidad de una importante rampa que delimita el sector de la Cuenca de Azua, que actúa como bloque de muro, cobijado bajo el Cinturón de Peralta.
- El nivel estructural intermedio, caracterizado por el predominio de pliegues, ampliamente representados en el sector oriental de la Hoja, corresponde a aquellos sectores del Cinturón que se sitúan inmediatamente encima de la rampa o sobre la culminación de ésta. 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, pero cuya presencia en la Hoja de Azua es dudosa; en efecto, la complejidad existente en el río Grande no permite asegurar su continuidad que, en cualquier caso, parece perdida por la existencia de una serie de fallas oblicuas (NO-SE), siendo posible que hacia el Sureste se produzca su enraizamiento con el cabalgamiento del Grupo Peralta sobre la Fm. Ocoa en el frente de la Cordillera Central.
- 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 superior desarrollo de cabalgamientos de gran continuidad, que hacia el Noroeste de la región parece que tienden a ser sustituidos lateralmente por los pliegues genéticamente asociados a ellos. En el ámbito de la Hoja de Azua se encuentra bien representada, perteneciendo a ella los afloramientos situados al Norte del Llano de Azua e inmediatamente al Noreste de la loma Vieja, así como parte de los de la sierra de El Número. 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. Así, la lámina frontal es perfectamente identificable hacia el Noroeste, tanto en la Hoja de San José de Ocoa como en las de Yayas de Viajama y Padre Las Casas, acuñándose lateralmente en la segunda de ellas mediante una rampa oblicua y en la tercera, mediante una rampa lateral (Fig.3.8). Esta lámina tiene por tanto 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, dentro de la Hoja de Yayas de Viajama, por pliegues; 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 en la Hoja de Padre Las Casas, a la altura del río Las Cuevas, se interpreta como una rampa lateral, aunque posteriormente aquél ha podido ser acentuado por el plegamiento continuado de la zona frontal. En la Hoja de Azua, los cabalgamientos parecen ser asintóticos, en planta, hacia la rampa oblicua, por lo que en profundidad todos deben enraizar en el cabalgamiento basal. El frente del Cinturón está constituido por una continua y estrecha escama, que se caracteriza por tener a techo la Fm. Ocoa. Esta circunstancia puede significar dos cosas: una, que la Fm. Ocoa formara un depósito continuo que tapizara todo el techo del Grupo Peralta, acuñándose hacia el Suroeste de la región; otra, que esta escama fuera una cuenca aislada de la principal, localizándose en posiciones más adelantadas, en cuyo caso su alimentación se produciría por canales distintos. Por ahora no hay datos para discriminar entre una y otra posibilidad pero en cualquier caso hay que tener en cuenta que si bien la separación mínima entre esta cuenca y la principal es actualmente de unos 10 a 12km, la restitución de la deformación implicaría una separación original mucho mayor.

La zona intermedia de pliegues es la dominante en extensión pues además de ocupar buena parte del sector oriental de la Hoja de Azua, se continúa a través de buena parte de las Hojas de San José de Ocoa, Yayas de Viajama, Sabana Quéliz y Padre Las Casas. En ella, la deformación se resuelve esencialmente mediante pliegues que, sólo muy localmente y de forma discontinua, evolucionan a cabalgamientos. El cabalgamiento de El Naranjo tiene una traza muy clara en la Hoja de San José de Ocoa y en la parte oriental de la de Yayas de Viajama; su prolongación hacia el Noroeste está interrumpida en el sector central de esta

ultima Hoja por fallas de dirección E-O, pero posiblemente enlace con el que discurre desde el Cerro de la Cabirma hasta la Boca del Arroyo, ya en la Hoja de Padre las Casas, pasando por las inmediaciones de la localidad que da nombre a esta Hoja. En este dominio, la distribución de los pliegues es muy similar en toda su extensión, aunque tienden a concentrarse en las zonas frontales donde son más apretados y localmente dan lugar a cabalgamientos de escaso desarrollo lateral, mientras que 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 y la imbricación del Cinturón de Peralta.

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

3.3.2.2. Estructura de la Formación Ocoa

En la región, la Fm. Ocoa forma una pila de sedimentos superior a 4.000m de espesor, sensiblemente inferior en el ámbito de la Hoja de Azua. Su aspecto uniforme 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 y conglomeráticas sirve de marcador cartográfico, y pone de manifiesto una estructura esencialmente monoclinal, con buzamientos de 30-60° hacia el NE, que es prolongación de la observada en los niveles estructuralmente más altos del Grupo Peralta. En el sector suroriental de la Cordillera Central, incluyendo el oriental de la Hoja de Azua, 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 Witschard y Dolan, 1990) e incluso llegan a proponer un cierto grado de *underthrusting* del Grupo Peralta bajo la Fm. Ocoa 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 tanto en la Hoja de Azua como en la de San José de Ocoa, observándose cómo los términos basales de la formación, inciden hacia el SE sobre términos progresivamente más bajos de la Fm. El Número, formando una acusada cicatriz erosiva que elimina 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 (1990) en relación con la distorsión de estratos (*strata/ 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, con 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.

- 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 sugiere un proceso dominante de fracturación hidráulica.
- 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, como sugieren tanto el pequeño radio de sus pliegues en relación al gran espesor de conglomerados, como su localización en bandas que desaparecen lateralmente, limitadas a techo y muro por series monoclinales.

3.3.2.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación

De acuerdo con los datos señalados previamente, la deformación de tipo “*stratal disruption*” que aparentemente afectó al 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 formaciones 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.

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 carbonatada pelágica; 3) etapa principal de inestabilidad, con desarrollo máximo de facies clásticas de origen *fan*-deltaico, así como de depósitos olistostrómicos y desorganizados; y 4) etapa final de estabilidad relativa, con depósito de facies heterolíticas más someras.

En la zona de estudio, la falta de registro estratigráfico por encima de la Fm. Ocoa, impide aquilatar con más precisión la edad de la deformación. La posibilidad de que los conglomerados masivos de la Fm. Ocoa pertenezcan en realidad a la Fm. El Limonal de Heubeck (1988), implica que su edad sería más moderna (Oligoceno) que la asignada en el presente trabajo (Eoceno superior). Según Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991), tanto esta formación como la Fm. Majagua, del 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 una edad del Mioceno inferior para el funcionamiento de esta estructura (Heubeck y Mann, 1991). El avance del Cinturón de Peralta hacia el SO ha condicionado la estructura de la Cuenca de Azua desde, al menos, el Mioceno medio, y su cabalgamiento frontal cobija todas las formaciones de esta cuenca, incluyendo a la Fm. Vía (Fm. Arroyo Seco) atribuida al Plioceno-Pleistoceno.

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

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

3.3.3. Estructura de la Cuenca de Azua

La estructura de la Cuenca de Azua ha sido objeto de algunos estudios significativos, entre los que destacan los derivados de la exploración de hidrocarburos, recopilados y complementados con aportaciones propias en los trabajos de Norconsult (1983) y Mann y Lawrence (1991). Algunos aspectos de la relación tectónica-sedimentación en esta cuenca y en la de Enriquillo, han sido tratados en los estudios, fundamentalmente estratigráficos, de Cooper (1983), Biju-Duval et al. (1983) y sobre todo de McLaughlin (1989), McLaughlin y Sen Gupta (1991) y McLaughlin et al. (1991). Sin embargo, la principal revisión de la estructura de las cuencas de Azua y Enriquillo se debe al trabajo de Mann et al. (1991c), que ha sido el punto de partida para la elaboración del presente apartado. También tiene un gran interés la posterior tesis de Ramírez (1995), no sólo por los estudios de paleoesfuerzos desarrollados en el ámbito de influencia del *ridge* de Beata, cuerpo principal de la tesis, sino también porque incluye una descripción de la estructura *offshore* de la bahía de Ocoa realizada a partir de la interpretación previa de algunas líneas sísmicas por geólogos de la Mobil que, junto con las líneas sísmicas recogidas en el informe de Norconsult (1983), han sido las únicas que han podido ser consultadas durante la realización del presente trabajo.

Se denomina Cuenca de Azua al sector de confluencia entre las cuencas de San Juan, de dirección NO-SE, y Enriquillo, orientada según E-O. Ocupa buena parte de la presente Hoja de Azua, así como de las de Pueblo Viejo y Yayas de Viajama. La estructura de esta zona es compleja puesto que a la tectónica propia de la cuenca como antepaís del Cinturón de Peralta, se superpone, en sus estadios finales, la tectónica relacionada con la colisión del *ridge* de Beata, por un lado, y el funcionamiento de la falla de Enriquillo-Plantain Garden como desgarre sinistral, por otro.

La Fm. Sombrerito es el registro aflorante más antiguo y probablemente también el más profundo alcanzado por los sondeos de prospección petrolífera. Sus bruscos cambios de

facies en la zona de estudio, con una tendencia somerizante hacia el techo, son indicadores de que ya existía una cierta inestabilidad tectónica durante su depósito; el posterior relleno de la cuenca se fue acomodando a una estructuración cada vez más compleja. No se conoce el sustrato de la Fm. Sombrerito ni, por tanto, el de toda la cuenca, que podría corresponder a la Fm. Neiba aflorante en el núcleo de la sierra del mismo nombre. En cuanto al basamento, tampoco se sabe si los afloramientos aislados de rocas basálticas y volcanoclásticas localizados en determinados puntos de dicha sierra, tienen afinidad con los terrenos de arco-isla de la Cordillera Central o, más bien, con los del *plateau* oceánico del Caribe representado en la sierra de Bahoruco.

3.3.3.1. Estructura general de la cuenca

La estructura de las cuencas de Enriquillo y Azua ha sido descrita como correspondiente al tipo “domos y cubetas” (*dome and basin*) por cuanto consiste en anticlinales de dirección NO-SE a E-O y rango kilométrico, que separan cubetas sinformes (Mann et al., 1991c). Los anticlinales suelen tener inmersiones opuestas a lo largo del eje, vergencias en ambos sentidos y generalmente son cabalgantes sobre las cubetas, produciendo en éstas un perfil de tipo *ramp basin*.

Dentro de esta geometría regional, la Cuenca de Azua ocupa la posición más oriental, estando delimitada al Norte y al Este por el Cinturón de Peralta y al Sur por la sierra de Martín García, mientras que al Noroeste y Oeste enlaza, respectivamente, con las cuencas de San Juan y Enriquillo, separadas entre sí por la sierra de Neiba. En la Hoja de Azua, las lomas de la Vigía, los Cacheos y Vieja forman un arco que orla la bahía de Ocoa, cuya génesis está relacionada con la colisión del *ridge* de Beata. Estas tres últimas elevaciones, junto con las sierras de Martín García y Neiba, corresponden a las estructuras anticlinales de la geometría de “domos y cubetas” y en ellas aflora el conjunto más antiguo representado en la zona de estudio, es decir la Fm. Sombrerito. Internamente, la Cuenca de Azua también presenta una estructura de plegamiento, con anticlinales y sinclinales de menor rango cartográfico, en ocasiones delimitados por cabalgamientos, que afectan, aunque desigualmente, a toda su serie neógena.

La estructura general de “domos y cubetas” se explica bien y de hecho corresponde al desarrollo de una cuenca de antepaís simultáneamente a su relleno. La escasa continuidad de los pliegues que afectan a la Fm. Sombrerito, las variaciones de facies y espesores de

las formaciones suprayacentes, con presencia de frecuentes discontinuidades, así como la tendencia somerizante general de la cuenca, forman un cuadro sintomático de una estrecha relación tectónica-sedimentación. En este sentido, la Cuenca de Azua y su entorno representan la cuenca de antepaís del Cinturón de Peralta, de tal forma que su estructura y relleno han sido controlados, sobre todo, por el avance de la deformación del Cinturón hacia el Suroeste. Sin embargo, este control no es exclusivo del Cinturón de Peralta puesto que en la deformación también interviene la convergencia con el *plateau* oceánico del Caribe, representado por la sierra de Bahoruco. En sectores al Suroeste de la zona de estudio, esta sierra, que ocupa todo el margen meridional de La Española, es cabalgante sobre el flanco sur de la Cuenca de Enriquillo y su presencia, contrapuesta a la del Cinturón de Peralta, muy posiblemente determine el frecuente desarrollo de dobles vergencias que caracteriza la región.

En los perfiles acompañantes a cada Hoja de la zona de estudio, así como en el perfil general de la misma (Fig.3.6) se puede observar la estructura en profundidad. Esta se contempla, en sentido amplio, como una “zona triangular” a gran escala, dentro de la cual la Cuenca de Azua está delimitada al Noreste, por el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y al Suroeste, por los cabalgamientos de las sierras de Neiba y Martín García. El cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta enraíza a escasa profundidad (1,5 a 2km) en un cabalgamiento basal, que produce un desplazamiento del Cinturón de 10 a 15km sobre la Cuenca de Azua. Los cabalgamientos de las sierras de Neiba y de Martín García, con vergencias hacia el N-NE, en realidad son retrocabalgamientos asociados a los cabalgamientos frontales de estas sierras, los cuales se localizan en sus márgenes meridionales (Mann et al., 1991c). Individualmente, estas sierras recuerdan a las estructuras *pop up*, dentro de una vergencia general del cinturón de pliegues y cabalgamientos hacia el Suroeste. No obstante, el plegamiento de gran radio que caracteriza a estas sierras y las fuertes anomalías aeromagnéticas asociadas a los núcleos de estas estructuras (CGG, 1997), sugieren un enraizamiento relativamente profundo de los cabalgamientos, que involucre al basamento, como así ocurre en la sierra de Neiba, en cuyo caso estas sierras representarían “levantamientos” o *uplifts* del basamento.

En el interior de la cuenca, los pliegues y cabalgamientos tienen una vergencia dominante hacia el Suroeste. Su dirección es cambiante desde la NO-SE del sector noroccidental, a la aproximadamente E-O del central. Esta circunstancia parece que está impuesta por la proximidad a las estructuras periféricas, es decir, al cabalgamiento frontal del Cinturón de

Peralta o a las sierras de Neiba y Martín García. Ahora bien, es posible que la confrontación de las directrices NO-SE del Cinturón de Peralta y las E-O del sector central de la Cuenca de Azua, también signifique una cierta estructuración de ésta, previa al emplazamiento del Cinturón. Los cabalgamientos emergentes, es decir, los que llegan a afloran en superficie, son escasos, y desaparecen con cierta rapidez a lo largo de su traza, por lo que se trata esencialmente de un sistema imbricado de cabalgamientos ciegos. Los cabalgamientos deben enraizar en profundidad en una superficie de despegue cuya localización es desconocida. El radio de curvatura de los pliegues asociados a los cabalgamientos sugiere una profundidad mínima de 3,5 a 4km, aunque ésta puede ser muy variable en función del espesor total de la serie estratigráfica existente en el interior de la Cuenca. Entre los cabalgamientos emergentes, cabe destacar los de Los Güiros, la loma del Gobierno, cerro de la Surza y loma de los Chivos, localizados en las Hojas de Yayas de Viajama y Pueblo Viejo.

Los pliegues más importantes del interior de la cuenca están genéticamente relacionados con los cabalgamientos anteriormente mencionados. En términos generales corresponden a pliegues de propagación de falla, siendo común la asociación “anticlinal de bloque de techo/sinclinal en el bloque de muro”. Los pliegues son laxos y sus curvaturas varían en la vertical, mostrando evidencias de un cambio de espesor sedimentario simultáneo a su desarrollo, por lo que también se pueden definir como pliegues de crecimiento (*growth folds*). Dentro de la tendencia general paraconforme de las unidades que rellenan la cuenca, este hecho justifica la presencia local de discordancias, sobre todo en el interior de la Fm. Arroyo Blanco y en el contacto de ésta con la suprayacente Fm. Vía (Fm. Arroyo Seco).

En el margen septentrional de la cuenca, que incluye parte tanto de la presente Hoja de Azua como de las de Yayas de Viajama y San José de Ocoa, llama la atención el fuerte buzamiento de la serie, generalmente superior a 60° y monoclinal hacia el NE, inmediatamente por debajo del cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta; este cabalgamiento cobija ampliamente a la Fm. Vía (Plioceno-Pleistoceno), la más moderna de la cuenca, poniendo de manifiesto que el funcionamiento de esta estructura se ha prolongado hasta fechas muy recientes. No obstante, en la Hoja de Padre Las Casas esta formación llegó a depositarse de forma discordante sobre la parte frontal del Cinturón de Peralta, formando una pequeña cuenca sinforme en la que los conglomerados de la Fm Arroyo Seco (Fm. Vía) dibujan una discordancia progresiva que se atenúa a techo. Es muy posible que en su avance, esta pequeña cuenca haya sido transportada hacia el Suroeste

sobre el citado frente del Cinturón, simultáneamente a su desarrollo, correspondiendo por tanto a una pequeña cuenca de *piggy back*.

Otros elementos a considerar dentro de la estructura de la Cuenca de Azua son las fallas transversales, de dirección NE-SO. Como en el caso del Cinturón de Peralta, pueden corresponder a fallas de transferencia del movimiento que, en cualquier caso, han sido reactivadas posteriormente, puesto que a favor de ellas se alinean algunos de los valles más importantes, como los del río Jura y los arroyos Tábara y Viajama.

El acortamiento estimado en el interior de la cuenca es escaso en comparación con el calculado para el Cinturón de Peralta y se estima en torno a los 3.5km (9%).

3.3.3.2. 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 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* 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, por lo que su influencia es máxima en la Hoja de Azua. 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 una zona 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 y 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 la subducción 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; éstas 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.

Las lomas de la Vigía, los Cacheos y Vieja, 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 fuera así, el arco que dibujan 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 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 fallas 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).

Como ya se mencionó anteriormente, una de las consecuencias principales de la colisión del *ridge* de Beata fue el cierre de la Cuenca de Azua por el Este, de tal forma que al Norte de la bahía de Ocoa, el Cinturón de Peralta cabalga directamente sobre los anticlinales de los Cacheos y loma Vieja, configurando una “zona triangular” (en sentido amplio) prácticamente cerrada. Hay varios indicios que permiten suponer que este cierre se produjo durante el relleno de la cuenca, pero no estrictamente en sus estadios finales, como proponen Mann et al. (1991c), y de forma simultánea al emplazamiento del Cinturón de Peralta sobre ella (Fig.3.9).

- En primer lugar, 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. 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 durante su avance, a la oposición

efectuado por el mismo. Los pliegues y cabalgamientos de la sierra de El Número y las sierras situadas al Norte de ésta, son continuación de la “zona de pliegues” que caracteriza la franja central del Cinturón. En estas sierras, la lámina frontal sólo está representada por la pequeña escama que transporta a la Fm. Ocoa a techo.

- En segundo lugar, en el sector noroccidental de la Hoja de Azua, las Fms. Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Vía aparecen cobijadas bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y en contacto por falla con la Fm. Sombrerito en la estructura anticlinal del cerro 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. Vía aflora discordante 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 al Oeste, en posiciones más centrales de la cuenca, indicando un alto paleogeográfico hacia el Este. Todos estos datos parecen indicar que el funcionamiento del *indenter* debió comenzar bastante antes del Plioceno medio, siendo activo muy probablemente ya en 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 del volcanismo según una banda alargada subparalela a la dirección del *indenter*, y su edad, en apariencia más moderna cuanto más al Norte, pueden ser sugerentes de esta idea.

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 20km, y un espaciado de 1 a

2km. Recientemente, esta banda se ha señalado como una fuente de movimientos sísmicos (Chiesa et al., 1999).

3.3.3.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación

Los estudios sedimentológicos realizados en el presente trabajo han puesto de manifiesto que las facies sedimentarias de las unidades que rellenan el sector oriental de la Cuenca de Azua son, en términos generales, un tanto más someras que las señaladas por McLaughlin et al. (1991). Así, en la Fm. Sombrerito se han reconocido carbonatos de ambientes someros que contrastan con la afinidad pelágica señalada en áreas más occidentales; igualmente, en la Fm. Trinchera se han identificado ambientes deltaicos frente a las turbiditas de abanicos profundos existentes hacia el Oeste. Mayor uniformidad parece existir en la interpretación de los materiales más recientes, proponiéndose en todos los casos un origen deltaico para la Fm. Arroyo Blanco y aluvial para la Fm. Vía.

En este sentido, la evolución tectosedimentaria de la cuenca propuesta por los autores citados necesitaría ciertas precisiones, aunque en términos generales sigue siendo válida. Así, los cambios de facies observados en el seno de la Fm. Sombrerito implican una cierta estructuración de la cuenca durante el Mioceno, con el depósito de las facies marcadamente más someras en la Hoja de Azua, de tal forma que la cuenca se abriría a ambientes de mayor batimetría hacia el Oeste y el Sur.

A partir del Mioceno medio o superior, según las zonas, comenzó una sedimentación de tipo turbidítico en la Cuenca de San Juan, aunque probablemente de carácter menos profundo que el propuesto por los autores citados. En la Hoja de Azua, las turbiditas de la Fm. Trinchera parecen corresponder a medios prodeltaicos más que a abanicos submarinos profundos, evolucionando con el paso del tiempo a contextos deltaicos someros. En base a los conocimientos regionales existentes, parece evidente que el área fuente estaría constituido por la Cordillera Central, y que los aparatos sedimentarios se canalizarían a favor de un corredor aproximadamente paralelo al frente del Cinturón de Peralta, limitado al Suroeste por un relieve positivo, muy posiblemente la incipiente sierra de Neiba (Mann et al., 1991c); con esta configuración las facies serían progresivamente más distales hacia el Sureste, con lo que la aparición de facies más someras en el entorno de la bahía de Ocoa indican la presencia en esa zona de un alto paleogeográfico, posiblemente relacionado con el comienzo de la aproximación del *ridge* de Beata.

A partir del Plioceno inferior y como respuesta a la proximidad del frente cabalgante del Cinturón de Peralta, los sistemas sedimentarios evolucionaron a ambientes progresivamente más someros y progradaron sobre los anteriores, completando el relleno de la cuenca bajo un régimen completamente continental. Durante este último periodo (y muy probablemente también antes), la colisión del *ridge* de Beata era plenamente efectiva, configurando un alto estructural sobre el que, aparentemente, nunca se llegó a depositar la Fm. Arroyo Blanco y la Fm. Vía lo hizo de forma muy adelgazada.

Sobre la cronología de la deformación, descrita en el párrafo anterior y en epígrafes precedentes, es preciso resaltar la coincidencia del comienzo del aporte de material terrígeno a la cuenca (Fm. Trinchera), procedente de la Cordillera Central, con la edad del cabalgamiento del basamento sobre el Cinturón de Peralta (Mioceno inferior). A partir de ese momento, el desarrollo de la cuenca fue simultáneo a la deformación interna y al desplazamiento del Cinturón de Peralta, así como a la colisión del *ridge* de Beata, concluyendo en el Pleistoceno con el recubrimiento de más de 15km de su margen nororiental bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón, y su cierre total por el Este.

3.3.4. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad

La tectónica de desgarres tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriqueillo-Plantain Garden que, en sectores orientales de la región, forman los límites de la fosa de 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), esta microplaca está, desde el Mioceno medio, 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 de 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 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)(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 sinestral, 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 presente trabajo se especula con la posibilidad de que esta terminación produzca una tectónica localizada, aparentemente sobrepuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes.

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: fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE, entre las que la dirección media E-O es predominante; y 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, pudiendo definirse en términos generales 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 ENE-OSO, 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 zonación 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 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). En la zona de estudio se observan numerosas fallas con esta dirección que, sin llegar a la categoría mencionada, con frecuencia canalizan potentes depósitos aluviales que están 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 a cinturones 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 sur 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 que existen entre la bahía de Ocoa y el norte de la sierra de Martín García. El mismo frente septentrional de esta sierra pudiera consistir en una de estas fallas. 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 también cortan, no obstante, configurando el sistema de abanicos encajados y fallados que caracteriza la región del Llano de Azua. Esta estructura 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, del Cuaternario subactual, hasta el punto de que muy probablemente sigan activas en la actualidad.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Azua (6071-II) se sitúa en el sector meridional de La Española, concretamente en el ámbito de la bahía de Ocoa. En torno a ella se extiende una planicie costera cuya anchura puede alcanzar 7km y que constituye el extremo oriental del denominado Llano de Azua. La planicie posee una suave inclinación hacia el Norte hasta enlazar con las estribaciones meridionales de la Cordillera Central y está salpicada por una serie de elevaciones menores, como las lomas de la Vigía (347m) y Vieja (726m) y los cerros Fermina (92m), El Peñón (121m) y de los Cacheos (347m).

Su costa se caracteriza por una serie de playas estrechas, arenosas y, con más frecuencia, de bloques de corales, tras los que a veces se implantan pequeñas lagunas costeras. Cuando las elevaciones señaladas se encuentran en la costa, la dinámica litoral ha labrado abruptos acantilados, destacando los correspondientes a la loma de la Vigía.

Los relieves circundantes de la planicie, alzados bruscamente sobre ella, están representados en los sectores septentrional y oriental de la Hoja, correspondiendo a las estribaciones suroccidentales de la Cordillera Central. Sus elevaciones más destacadas se localizan en el sector nororiental, donde se superan los 1.000m en los firmes de la Bandera (1.025m) y del Cañaverál. Los relieves se adaptan a la estructura de la cordillera, que en esta zona sufren un arqueamiento pasando desde la dirección NO-SE en el sector nororiental, típica de la cadena, a la N-S del sector suroriental. En este sector, además de una diferente orientación, las líneas de cumbres poseen menor altitud, con una cota máxima de 628m, lo que permite diferenciar una unidad de relieve propia conocida como sierra de El Número.

El clima general imperante es tropical seco con temperaturas medias veraniegas próximas a 28°C e invernales, a 24°C. La media de temperaturas máximas anuales supera los 32°C y la de las mínimas se encuentra por encima de los 20°C. La pluviometría en la zona es bastante baja, al menos en comparación con la mayor parte de la isla, registrándose valores generalmente inferiores a los 750mm, si bien en el valle del río Ocoa pueden alcanzarse los 1.000mm. El promedio de días lluvia anual es superior a 100.

La red hidrográfica está configurada en su mayor parte por cursos que nacen en la vertiente meridional de la Cordillera Central y desembocan directamente en la bahía de Ocoa. Entre ellos, cabe destacar: los ríos Grande y Vía, cuyas cabeceras se encuentran alejadas del límite septentrional de la Hoja; los arroyos Hatillo, Río Chiquito, La Zanja y San Francisco, con un recorrido mucho menor que los dos ríos anteriores; el río Jura, localizado al Oeste y que penetra localmente en la Hoja, destacando entre su red subsidiaria el río Las Yayitas; y especialmente, los ríos Ocoa y su afluente Banilejo, situados en el sector oriental, con una densa red de cañadas afluentes en el sector suroriental. El esquema hidrográfico se completa con diversos cursos que se infiltran en la planicie costera, como la cañada de la Sabina, o finalizan en áreas endorreicas, como el arroyo Mangas Verdes, entre otros.

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, conocidos respectivamente como estudio morfoestructural y estudio del modelado, se complementan.

4.2.1. Estudio morfoestructural

La naturaleza del sustrato ejerce una influencia evidente sobre la configuración del relieve, de modo que en la Hoja de Azua se distinguen dos grandes unidades del paisaje íntimamente ligadas a la litología y estructura de aquél; estas dos grandes unidades son la Cordillera Central y la Cuenca de Azua.

El sustrato de la Cordillera Central en la Hoja está constituido por rocas sedimentarias del Cinturón de Peralta, cuya intensa deformación ha favorecido una notable elevación del relieve. Por el contrario, la Cuenca de Azua está integrada por sedimentos neógenos y cuaternarios que configuran una espectacular planicie, de entre la que destaca una serie de elevaciones suaves y alomadas constituidas por materiales calcáreos de la Fm. Sombrero.

La distribución de sus principales elementos fisiográficos está claramente relacionada con la estructuración del sustrato, de modo que las aristas más destacadas se disponen de forma subparalela al trazado de la costa, dibujando en la Cuenca un arco cuyo origen está ligado al *indenter* del *ridge* de Beata, en tanto que la red de drenaje principal converge hacia la bahía de Ocoa. Dicho elemento estructural es la causa del arqueamiento mostrado por las

estructuras de la Cordillera, que pasan desde la NO-SE típica de la cadena hasta la N-S típica de la sierra de El Número.

La fracturación asociada al *indenter* sigue unas direcciones NNE-SSO a ENE-OSO y condiciona en buena medida la distribución de la red de drenaje. Este fenómeno es especialmente evidente en los cursos desarrollados en la planicie costera, que se encajan sobre los abanicos aluviales cuaternarios con tramos de trazado muy rectilíneo.

Las formas relacionadas con procesos endógenos son de origen estructural y juegan, de acuerdo con lo comentado anteriormente, un papel destacado en el relieve.

4.2.1.1. Formas estructurales

El tipo más destacado de formas estructurales corresponde a las fallas con expresión morfológica. La fracturación reciente se relaciona en la región con la tectónica de desgarres activa en la isla desde el Mioceno superior (Mann et al., 1991). Se distinguen cuatro familias principales de fracturas de juego subvertical según las siguientes direcciones: 1) NE-SO a NNE-SSO, 2) ENE-OSO, 3) NO-SE y 4) N-S. La red de fallas es especialmente densa en la Hoja de Azua debido al efecto del *indenter* del *ridge* de Beata y constituye una fuente de más alta sismicidad (Chiesa et al., 1999). Las fallas se evidencian morfológicamente por el trazado rectilíneo de numerosos cursos hidrográficos, fenómeno muy acusado sobre el sistema de abanicos aluviales. Se han distinguido también facetas triangulares a lo largo del valle del río Ocoa, asociadas a fallas de dirección submeridiana y también al pie del frente montañoso, en la zona apical de algunos abanicos. En las proximidades de Azua se ha reconocido un grupo de fallas con indicación de hundimiento que presentan una dirección NO-SE a E-O y delimitan un escalón morfológico en el terreno a partir del cual se desarrolla un sistema de glaciares.

Las trazas de capa constituyen una forma relativamente frecuente en la Hoja, especialmente en el flanco oriental de la sierra de El Número, donde aflora la Fm. Ocoa, así como al Norte de Azua, en este caso sobre un sustrato representado por las formaciones neógenas. Se distinguen como resaltes que siguen, en el primer caso, la directriz N-S propia de la sierra, en tanto que en el segundo muestran una marcada orientación NO-SE. Las trazas están definidas por niveles competentes que han demostrado una mayor resistencia a la erosión y corresponden a niveles turbidíticos masivos u olistostrómicos, intercalados en margas de la

Fm. Ocoa, y a intervalos arenisco-conglomeráticos de la serie neógena de la Cuenca de Azua.

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

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 desarrollan de forma muy puntual habiéndose distinguido únicamente en dos puntos: en la ladera suroccidental de la loma Vieja, y al Norte de Estebanía, a pie del frente montañoso de la Cordillera Central. En el primer caso se movilizan materiales más o menos alterados de la Fm. Sombrero y en el segundo se desplazan depósitos margosos de las Fms. Ventura y Ocoa. En ambos casos corresponden a deslizamientos por gravedad y sus límites resultan de fácil definición, reconociéndose la cicatriz del deslizamiento.

Los coluviones constituyen depósitos de escasa representación y se encuentran de forma dispersa y aislada, prácticamente circunscritos a las laderas medias y bajas de los valles de los ríos Ocoa y Banilejo. Poseen una extensión moderada y su potencia es de orden métrico. Su litología es función de la del sustrato de los relieves próximos, correspondiendo normalmente a arcillas, a veces arenosas, con bloques y cantos angulosos de calizas y areniscas. Constituyen depósitos de baja organización debido a su escaso transporte.

Las facetas triangulares se distinguen localmente en relación con fallas que registran una actividad reciente. Se han reconocido en el valle del río Ocoa, dispuestas con dirección N-S, y al Norte de Estebanía, donde se alinean en sentido ENE-OSO marcando el ápice de varios abanicos coalescentes.

4.2.2.2. Formas fluviales

Dentro de este grupo se han reconocido abanicos aluviales y conos de deyección, terrazas, fondos de valle y llanuras de inundación. Están constituidos en todos los casos por materiales muy semejantes, correspondiendo a gravas, arenas y, en menor proporción, lutitas. La naturaleza de los cantos está condicionada por la del sustrato existente en las cabeceras y relieves circundantes, predominando los clastos de areniscas y calizas de las formaciones del Cinturón de Peralta en la práctica totalidad de los cursos de la red; en los ríos Banilejo y Ocoa, los depósitos fluviales incluyen elementos clásticos procedentes de las rocas volcánicas cuaternarias y volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, reconociéndose en algunos cursos fragmentos de la serie neógena, especialmente de la Fm. Sombrerito.

Los depósitos clásticos muestran una organización interna característica como consecuencia de su transporte tractivo en medio acuoso; se reconoce gradación positiva grosera, estratificación cruzada e imbricación de cantos y con frecuencia poseen bases canalizadas y cicatrices erosivas internas. En los abanicos y conos de deyección los materiales poseen un menor grado de ordenación debido a su transporte más masivo y denso. Los diámetros de los clastos son bastante variables, oscilando generalmente entre 5 y 25cm; el grado de rodamiento es predominantemente alto.

Los abanicos aluviales constituyen las formas de acumulación más relevantes y extendidas, ocupando el espacio existente entre el frente montañoso y la bahía de Ocoa. Constituyen un sistema aluvial integrado por un conjunto de abanicos coalescentes de muy diversas dimensiones, con radios comprendidos entre 200m y 8km. En general, presentan una morfología bastante alargada con relaciones de arco/radio de 1:1 a 1:2, rasgo que evidencia su alto poder de carga. Se aprecia una compleja evolución del sistema, caracterizada por el desarrollo de varias fases de generación de abanicos. Los depósitos están representados por niveles de gravas con bloques de hasta 1m de diámetro en matriz areno-limosa, a veces con alternancia de niveles de lutitas que incluyen cantos dispersos. Las estructuras sedimentarias observadas consisten en gradación clástica muy grosera, imbricación incipiente de cantos, estratificación cruzada ocasional y cicatrices erosivas internas. Su potencia es de orden decamétrico y su espesor visible supera localmente los 40m. Se integran también en este grupo los conos de deyección, diferenciados de los abanicos por su reducida extensión, con formas inferiores a 0,5km de radio, y por su localización a la salida de algunos arroyos a los valles de los ríos principales.

Los fondos de valle constituyen los depósitos que están en relación más directa con los cauces actuales; en general sus afloramientos poseen una gran continuidad, hallándose prácticamente en todos los cauces relevantes de la Hoja. Su destacada longitud contrasta con su escasa anchura, generalmente de orden decamétrico, evidenciando el fuerte encajamiento de la red fluvial. Sus depósitos están integrados por gravas, con frecuentes bloques de dimensiones métricas y, en menor medida, por arenas; los cantos muestran un grado elevado de rodamiento y su diámetro oscila normalmente entre 5 y 25cm. El espesor de los depósitos es difícil de evaluar, aunque probablemente se encuentre comprendido entre 1 y 5m.

Los depósitos de terrazas se concentran principalmente en los valles de los ríos Ocoa y Banilejo, apareciendo en menor proporción en los ríos Grande, Vía, Las Yayitas y en algunas cañadas del sector suroriental; en general aparecen de forma intermitente, configurando afloramientos de reducida extensión. Están constituidas por gravas y arenas cuya litología y tamaño son bastante variables, mostrando un alto grado de rodamiento; las arenas poseen composición arcósica y litarenítica, apareciendo como litología minoritaria frente a las gravas. Incluyen numerosas estructuras sedimentarias de origen tractivo: cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. Existen numerosos cortes parciales de calidad, estimándose una potencia inferior a 10m. De acuerdo con su posición respecto al cauce se han agrupado en dos conjuntos: terrazas bajas, que comprenden los niveles inferiores, dispuestos como terrazas encajadas, con cotas de +1-3m 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 +40m.

Se han distinguido como depósitos de llanura de inundación los materiales acumulados en el frente distal del sistema de abanicos, que se caracterizan por su pendiente muy baja o nula. Se limitan al sector suroccidental, donde sus afloramientos aparecen como planicies tapizadas de cantos en la que se registran fenómenos frecuentes de encharcamiento; sus cortes son muy escasos y parciales. Litológicamente, predominan los niveles de gravas constituidas por cantos bien rodados y de diámetro centimétrico a decimétrico; en menor medida se reconocen horizontes de arenas y de fangos de potencia decimétrica.

Las formas erosivas más relevantes están en relación directa con el establecimiento de la red. La incisión lineal es muy acusada en las áreas montañosas y genera laderas de

pendientes elevadas en las que predominan los valores próximos al 30%; en consecuencia, estos valles presentan encajamientos muy acusados, que en algunas ocasiones alcanzan varios cientos de metros. En los dominios montañosos, la red sigue un patrón dendrítico y muestra una cierta estructuración de acuerdo con las directrices que marca el sustrato; así, predominan las direcciones N-S en el ámbito de la sierra de El Número y ONO-ESE a E-O en la Cordillera Central. Los diversos arroyos que surcan el Llano de Azua presentan trazados muy rectilíneos, rasgo que pone de manifiesto su evidente control estructural.

Numerosos cauces se encuentran limitados por escarpes importantes en sus márgenes, evidenciando la rapidez con que se produce el encajamiento. Los interfluvios presentan formas consecuentes con el comportamiento de la red, predominando las formas en aristas en las áreas montañosas, más pronunciadas y estrechas cuanto mayor es el grado de incisión.

Algunos de los cursos instalados sobre el extenso sistema de abanicos aluviales del Llano de Azua se infiltran dando lugar a procesos de pérdida de drenaje.

Las formas de arroyada en regueros o sin cauce definido son poco frecuentes en la Hoja y reflejan fases iniciales de incisión de la red. Los fenómenos de erosión lateral del cauce se registran en los tramos donde los ríos principales muestran un trazado sinuoso y atraviesan zonas con sustrato lutítico; constituyen un proceso frecuente en el río Ocoa. Las cabeceras de cárcavas se encuentran principalmente en las partes altas de laderas con pendientes pronunciadas y se desarrollan sobre las formaciones con predominio de términos lutíticos (Ventura, El Número y Ocoa). Finalmente, se han reconocido algunos saltos de agua en zonas con desniveles importantes, destacando por su accesibilidad y espectacularidad la Chorrera del río Grande.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas por glacis, distribuidos de manera dispersa, si bien son más abundantes en las laderas medias y bajas de los frentes montañosos. En términos generales constituyen afloramientos de reducida extensión que forman pequeños rellanos elevados entre 5 y 40m sobre los cauces actuales, presentando su desarrollo más destacado en el entorno del Ojo de Agua de la Ceiba, donde constituyen una forma de enlace entre la vertiente oriental de la sierra de El Número y el

valle del río Ocoa. También al Norte de Azua se aprecia una concentración relevante de glaciares, desarrollados hacia el Sur a partir de un escalón morfológico relacionado con una falla de actividad reciente.

Poseen un marcado predominio de gravas, cuya naturaleza varía dependiendo del área fuente, predominantemente calizas y areniscas, con cantos redondeados de tamaño muy variable, que alcanzan diámetros de hasta 0,5m. Las areniscas aparecen en proporciones menores y presentan carácter litarenítico. Los fangos forman parte de la matriz de los depósitos clásticos y también constituyen intercalaciones lutíticas de tonos rojos y ocres con algunos cantos dispersos. Los niveles clásticos muestran una organización incipiente evidenciada por su gradación grosera y por la aparición eventual de estructuras sedimentarias de origen tractivo consistentes en imbricación de cantos y bases erosivas. La potencia de los depósitos es moderada, normalmente inferior a 10m.

Las superficies de erosión son una de las formas poligénicas no deposicionales más características en la región, pero en la Hoja no alcanzan una entidad destacable, habiéndose reconocido exclusivamente en el firme del Cañaverál, que forma un pequeño rellano en una de las principales aristas, a una cota de 950-1.000m.

Los inselbergs constituyen una forma erosiva de origen poligénico bastante frecuente en las áreas montañosas, distinguiéndose como elevaciones aisladas de formas cónicas o subpiramidales que destacan como relieves relictos en las aristas principales.

Las grandes aristas se desarrollan ampliamente en los dominios montañosos, constituyendo las principales líneas de cumbres; evidencian las líneas generales de estructuración del sustrato en la zona, de modo que siguen una dirección N-S en el ámbito de la sierra de El Número y presentan una orientación ONO-ESE a E-O en el sector septentrional de la Hoja.

4.2.2.4. Formas eólicas

Las formas de origen eólico tienen una representación muy localizada y corresponden a dunas, habiéndose distinguido únicamente en la playa Caracoles donde configuran un pequeño cordón litoral próximo a 1km de longitud formado por dunas de dimensiones discretas, con alturas inferiores a 4m. Su cobertura vegetal dificulta el reconocimiento de su morfología original y entorpece sus posibilidades de migración, si bien es posible deducir que se han originado a partir de vientos dirigidos hacia el NE, que son los dominantes en la

actualidad. Litológicamente constituyen un depósito de arenas muy limpias y sueltas, grano fino a medio y tonos ocres, cuyos componentes corresponden a fragmentos de rocas ígneas y carbonatadas procedentes de las formaciones terciarias.

4.2.2.5. Formas lacustres-endorreicas

Se han distinguido fondos endorreicos, desarrollados localmente al pie de algunos relieves próximos a la costa, y depósitos lagunares, que presentan una relación evidente con la dinámica litoral.

Los fondos endorreicos se originan en zonas que registran una marcada tendencia al encharcamiento. Forman pequeñas depresiones de planta generalmente elipsoidal y su longitud está comprendida entre 100 y 800m; se concentran al pie de algunos de los relieves que circundan el Llano de Azua y pueden estar relacionados con accidentes de actividad subsidente. Los depósitos se encuentran en el fondo de las depresiones y corresponden a limos y arcillas grises, cuya tonalidad oscura viene dada por su contenido en materia orgánica. No se observa su potencia, si bien debe ser de escasos metros.

Los depósitos lagunares se encuentran relacionados con el desarrollo de depresiones costeras que se originan tras barreras de acumulación de fragmentos de Corales. Su generación sobre sustratos de baja permeabilidad facilita el encharcamiento estacional a modo de lagunas litorales, cuya desecación en períodos secos facilita la precipitación de sales, que localmente son objeto de explotación (Punta Vigía). El depósito está representado por lutitas, generalmente grises, y sales, y su espesor es probablemente inferior a los 10m.

4.2.2.6. Formas litorales

A pesar de la importante longitud de costa existente en la Hoja, los depósitos litorales no poseen excesiva extensión, formando una franja muy estrecha limitada prácticamente a las playas, debido al gran potencial de propagación de los sistemas aluviales del Llano de Azua.

Las playas de acumulación de corales constituyen los depósitos más extendidos en el litoral de la bahía. Corresponden a concentraciones bioclásticas formadas predominantemente por fragmentos angulosos de corales litificados, con tamaños de orden decimétrico principalmente. Los elementos bioclásticos se expanden formando playas de gravas o bien

se acumulan a modo de barreras que alcanzan varios metros de altura, facilitando el desarrollo de zonas lagunares. Se originan a partir del reabajamiento de los arrecifes coralinos ligado a grandes tormentas.

Las playas de arena alternan en la costa con las de acumulación de corales y a veces se concentran en el ámbito de las desembocaduras de los cursos principales. Litológicamente predominan los términos arenosos, correspondientes a arenas de grano medio a fino, con tonos claros, muy limpias y sueltas. Sus componentes son semejantes a los de los depósitos eólicos, apareciendo fragmentos de rocas y elementos bioclásticos en diversas proporciones. Localmente alcanzan cierto desarrollo las gravas, que generalmente cubren superficies asiladas entre las arenas; están formadas por un depósito bien seleccionado de cantos muy redondeados de diversa naturaleza (calizas, areniscas, fragmentos de Corales, etc.) y su diámetro está comprendido normalmente entre 5 y 15cm.

En la playa Caracoles se ha diferenciado un reducido afloramiento de gravas y arenas cuyas características litológicas y morfológicas evidencian su relación con los procesos costeros por lo que se describen bajo la denominación de depósitos litorales indiferenciados. Morfológicamente el afloramiento constituye una reducida planicie algo elevada del actual nivel del mar, por lo que puede corresponder en cierto modo a una terraza costera. Las arenas presentan tamaños de grano medio a fino, eventualmente grueso, con tonos blancos a ocre, estando compuestas por fragmentos de rocas y bioclastos; por su parte, las gravas están formadas por cantos muy redondeados de pequeño tamaño, predominando los diámetros de orden centimétrico. Se observan numerosas estructuras sedimentarias que remarcan el carácter litoral de los depósitos, tales como estratificación cruzada, superficies erosivas y *wave ripples*.

4.2.2.7. Formas kársticas

Las formas de origen kárstico corresponden a dolinas y a depósitos de relleno de las mismas.

Las dolinas constituyen un tipo de forma muy frecuente en los relieves desarrollados sobre las calizas de la Fm. Sombrerito. Adquieren una buena representación en las lomas Vieja y de la Vigía donde tienden a alinearse en dirección NNO-SSE y NE-SO respectivamente, según la fracturación longitudinal de ambos macizos. Poseen formas bastantes circulares, a

veces alargadas, de diámetro comprendido entre 50 y 750m. Las más grandes, localizadas en las inmediaciones de la playa de Monte Río, constituyen espectaculares depresiones de fondo plano, conectadas posteriormente por la red fluvial. El perfil de las dolinas menores es más variado, presentando en algunos casos una morfología claramente embudada.

Los depósitos de relleno de las dolinas consisten en arcillas de descalcificación de las calizas, características por su tono rojizo vinoso muy vivo. Su espesor se desconoce debido a las limitaciones de observación, si bien debe ser de orden métrico y posiblemente alcance en algunos casos 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 dominios montañosos de la Hoja, ocupados por materiales sedimentarios. El efecto del *indenter* del *ridge* de Beata se evidencia por la alteración de las directrices generales NO-SE de la Cordillera Central, de modo que los principales elementos fisiográficos muestran una disposición arqueada, adaptada a la forma de la bahía de Ocoa, arqueamiento más evidente en los afloramientos aislados de la Fm. Sombrerito.

La fracturación originada por la colisión del *ridge* de Beata sigue una dirección subparalela a la del *indenter*, afectando también a los depósitos cuaternarios y especialmente a la red de drenaje en el Llano de Azua, donde los cursos hidrográficos presentan trazados con tramos muy rectilíneos o estructurados.

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado en las zonas montañosas 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 evidencian los sucesivos episodios de encajamiento; en este sentido, las terrazas altas y medias se encuentran muy dismanteladas y se sitúan hasta 40m por encima del cauce actual, en tanto que las terrazas bajas se disponen longitudinalmente a éste a cotas relativas de +1-3m, y los fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial. Por su parte, 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 consisten en coluviones y deslizamientos aislados y constituyen fenómenos recientes que pueden manifestarse activos en la actualidad. 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. De forma localizada se preservan restos de una superficie de erosión desarrollada alrededor de la cota de 1.000m, no habiéndose reconocido ningún tipo de depósito correlativo. En las aristas principales destacan localmente los inselbergs, constituyendo elevaciones aisladas que representan relieves relictos preservados de las distintas fases erosivas.

Las lomas costeras o próximas al litoral, con sustrato correspondiente a las calizas de la Fm. Sombrerito, presentan un alto grado de karstificación, evidenciado en la cartografía por la profusión de dolinas. Éstas tienden a alinearse conforme a las direcciones principales de fracturación. A pie de los relieves calcáreos, y correspondiendo a zonas marginales del Llano de Azua, se desarrollan algunas depresiones endorreicas de pequeña extensión cuya generación parece estar en relación con fallas de actividad reciente que provocan una cierta subsidencia.

El Llano de Azua se caracteriza por el desarrollo de sistemas de abanicos aluviales extensos, cuyos ápices se encuentran a pie de los frentes montañosos meridionales de la Cordillera Central. La compleja distribución de las formas y el desarrollo de varias fases de encajamiento indican la existencia de diversas generaciones de abanicos cuya correlación con otros depósitos no ha sido posible establecer.

Las formas litorales se restringen a una banda estrecha y discontinua en la costa de la bahía. Su reducida extensión es consecuencia de la propagación del sistema de abanicos aluviales hacia el Sur. Predominan las formas actuales y subactuales consistentes en playas, en las que se originan importantes acumulaciones de Corales, en ocasiones a modo de barreras que facilitan la generación de pequeñas lagunas estacionales. Localmente se preserva un cordón de dunas muy degradado. Los únicos depósitos litorales no actuales configuran una reducida plataforma, ligerísimamente elevada sobre el nivel actual del mar.

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 en las zonas montañosas 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 la desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión.

En el Llano de Azua no se registra en la actualidad una actividad relevante del conjunto de abanicos aluviales, puesto que se encuentran francamente disectados por la red hidrográfica, si bien no se descartan posibles reactivaciones del sistema tras el paso de huracanes o por el rejuego de las fallas activas desarrolladas en las zonas apicales.

En el litoral, los depósitos actuales pueden quedar descolgados en el futuro como consecuencia del levantamiento de la costa. En la salida de los cursos principales puede registrarse cierto avance de la costa hacia el interior de la bahía por aporte de materiales en avenidas torrenciales, si bien éstos pueden ser rápidamente redistribuidos por efecto de los agentes litorales.

En cuanto a los riesgos geológicos más importantes, 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 llanura 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 encajados y estrechos en áreas de cabecera. En este sentido hay que hacer notar los espectaculares efectos que el paso del huracán Georges ha causado en los cursos de la red principal. Las terrazas bajas y los conos de deyección 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 laderas están motivadas por las altas pendientes existentes en las zonas montañosas. El riesgo más elevado corresponde a la generación de deslizamientos, que se producen especialmente en laderas pronunciadas con sustratos lutíticos. Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones, que suponen formas activas de acúmulo de materiales inestables en las laderas.

Finalmente, cabe señalar que el riesgo sísmico es bastante alto en la zona, puesto que se encuentra situada en la franja de fracturación relacionada con el *indenter* del *ridge* de Beata constituyendo una importante fuente de sismicidad (Chiesa et al., 1999).

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La comprensión de la historia geológica de la Hoja de Azua no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio. Por una parte, su situación en el límite entre dos grandes dominios, la Cordillera Central y la Cuenca de Azua-San Juan, hace obligatorias las referencias a ambos; por ello, en el presente capítulo serán especialmente frecuentes las referencias al territorio incluido dentro de las Hojas a escala 1:100.000 de Constanza y Azua, incluidas en la zona de estudio del presente proyecto. Por otra, a pesar de que los afloramientos más antiguos de la Hoja de Azua han sido atribuidos al Eoceno inferior (Fm. Ventura), su historia geológica quedaría incompleta si no tuviese en cuenta la evolución seguida durante el Cretácico superior, periodo representado en áreas próximas por materiales (Fm. Tireo) que han tenido una influencia decisiva en la historia posterior.

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, remitiéndose al lector interesado a la consulta de las Hojas incluidas en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, realizados 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 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.

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 placa protocaribeña subduciría hacia el Norte dando lugar a las primeras formaciones de arco-isla de La Española, se vería bruscamente abortado a mediados de dicho periodo, posiblemente como consecuencia de una modificación en el rango de competencia en relación con otras placas vecinas. Algunos autores (Draper y Gutiérrez Alonso, 1997) proponen que el cierre de la subducción del Cretácico inferior estaría provocado por un proceso de obducción (Aptiense-Albiense) en el que se verían implicadas, entre otras, las Fms. Duarte y Loma Caribe, proceso precursor del 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 suroccidental correspondería a una cuenca marina de profundidad moderada, en la que la actividad del arco se reflejó principalmente por el aporte de flujos volcánico-clásticos masivos

(Fm. Tireo), 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 produjo simultáneamente en todo el arco ni se mantendría constante con el paso del tiempo, de tal forma que existieron zonas y periodos de mayor estabilidad en los que se produjeron 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 está fuera de toda duda en lo que actualmente es el flanco suroccidental de la Cordillera Central (Hojas de Gajo de Monte, Constanza, Bonaó, 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, en la cual se encuadra la Hoja de Azua. En efecto, datos existentes acerca del sustrato de la Cuenca de Azua 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 la 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 del Jura. El posterior depósito de la Fm. El Número supuso un nuevo incremento de la tasa sedimentaria, con una potente acumulación de depósitos pelíticos en condiciones pelágicas no abisales, con intercalaciones turbidíticas de posible origen prodeltaico, reflejando condiciones más someras que las correspondientes a la Fm. Ventura. La estabilidad del depósito de la Fm. El Número se vio interrumpida por la presencia de depósitos desorganizados relacionados con un talud, estabilizándose nuevamente durante sus últimos compases, caracterizados por varios episodios de somerización en un ambiente de plataforma carbonatada (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz).

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

La paleogeografía bajo la que se produjo el depósito de la Fm. Ocoa no es bien conocida, sin que pueda afirmarse si llegó a depositarse en el sector occidental de la zona de estudio; de cualquier forma, sus afloramientos en la región (Hojas de Azuá y San José de Ocoa) sugieren dos posibilidades: 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, limitada 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 acumularon espectaculares masas conglomeráticas correspondientes a abanicos deltaicos, en tanto que hacia el Sureste (Hojas de San José de Ocoa y Azua) se acumularían depósitos pelíticos de origen turbidítico, siendo frecuente la incorporación de depósitos 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, con un progresivo desplazamiento del frente activo hacia el Suroeste en respuesta al avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos en este mismo sentido; este avance que se ha prolongado hasta el Cuaternario, ha condicionado tanto la evolución sedimentaria como la estructura de la cuenca.

5.3. Las cuencas neógenas

La abundancia de datos relativos a los materiales neógenos y cuaternarios 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 se produjo en una cuenca amplia y, a grandes rasgos, uniforme, localizada al Suroeste del frente activo de la Cordillera Central, constituido 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 se vio favorecida por el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos, que provocó la progresiva restricción y compartimentación de la cuenca inicial. A lo largo de este periodo se aprecia una clara diacronía entre los diversos sectores de la cuenca, de tal forma que los sucesivos dispositivos sedimentarios se instalarían en los bordes de la cuenca y progradarían hacia el centro, de tal forma que se produciría la sedimentación simultánea de varias de las formaciones reconocidas. 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 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 relativa 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 bien 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 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); entre ésta y una también incipiente sierra de Martín García, el abanico encontró una vía de escape secundaria hacia el Suroeste. 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 sector suroriental de la cuenca sería ya un hecho durante el depósito de la Fm. Sombrero, e incluso parece probable que en aquél no se depositara la Fm. Trinchera.

Las potentes acumulaciones de la Fm. Trinchera 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 aquélla 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 desgarres de dirección E-O que ha 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 reciente de la región, siendo más evidente en su sector meridional.

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. En la recién individualizada Cuenca de Azua-San Juan la sedimentación pliocena prosiguió a través de la Fm. Arroyo Blanco, en la que se reconocen diversos ambientes que evocan el dispositivo sedimentario del actual Llano de Azua y su litoral.

La Cordillera Central actuaría nuevamente como área fuente de sistemas aluviales que, procedentes del sector septentrional de la cuenca fundamentalmente, avanzarían hacia el sector meridional, a través de una extensa llanura; algunos de los cursos fluviales asociados desembocarían en la costa en forma de deltas. Uno de los rasgos más característicos del medio costero fue el desarrollo de construcciones arrecifales que actuarían como barreras, en buena parte desmanteladas y acumuladas por corrientes litorales. Las barreras favorecieron la creación de ambientes restringidos, con incipientes y ocasionales evidencias evaporíticas. En algunas áreas tuvo de lugar un persistente intento de colonización del fondo marino por Corales, abortado en casi todos los casos por la invasión de aportes terrígenos.

Con el paso del tiempo, los abanicos progradaron ocasionando el retroceso de la línea de costa, hasta el punto de que a finales del Plioceno tan sólo se reconocen facies aluviales, correspondientes a la Fm. Vía (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 (Hoja de Padre Las Casas).

El avance de las facies aluviales a modo de 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, hecho evidenciado por el cabalgamiento del Cinturón de Peralta sobre la Fm. Vía, pero ésta 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, acontecimiento que en primera instancia provocaría la insinuación de irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el Cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del borde suroriental de la cuenca, 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 NE, 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 origen más profundo, a favor de los desgarres 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 Azua, la actividad sedimentaria más reciente se ha producido en relación con la dinámica de los principales valles fluviales (ríos Jura, Vía, Grande y Ocoa), y los sistemas de abanicos citados, no debiendo olvidarse los procesos kársticos desarrollados sobre los materiales carbonatados, ni los relacionados con la dinámica litoral. En cualquier caso, el paso de los huracanes más recientes (David, Georges) ha dejado patente la envergadura de los procesos sedimentarios actuales. El desarrollo de toda esta dinámica sedimentaria ha estado condicionado por la actividad tectónica reciente, cuyo principal reflejo son los sistemas de fallas paralelas al *ridge* de Beata, que afectan a los depósitos más modernos, y la sismicidad, persistente en la actualidad.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

La Hoja de Azua presenta una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), de carácter intermitente en general, que procedentes de la orla montañosa desembocan en la bahía de Ocoa. Es llamativa la escasez de las precipitaciones, frecuentemente tormentosas, con respecto al resto de la isla, siendo éste el condicionante principal del mayor o menor aporte de los cursos superficiales. De este modo, para un periodo de 30 años (1961-1990), la precipitación media anual es del orden de 700mm, variando en dirección NE-SO desde 700mm en el extremo suroccidental, a 800mm 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 25mm, una época media (abril, julio y noviembre) con una precipitación media mensual en torno a 50mm, y una época lluviosa, con precipitaciones superiores a 75mm, destacando los meses de mayo, septiembre y octubre, en los que se alcanzan valores de precipitación media mensual superiores a 100mm.

Destacan los ríos Jura, Vía, Grande, Banilejo y Ocoa, así como el arroyo Hatillo, que carecen de una orientación definida, en cualquier caso, fuertemente condicionada por la compleja estructura; la litología también condiciona de forma notable el comportamiento hidrográfico de la zona, como denotan las acusadas tendencias endorreicas observables en diversos puntos del sector suroccidental, especialmente.

La temperatura media anual es del orden de 26-27°C, más o menos constante durante todo el año, dándose los mínimos en las zonas de mayor altitud, concretamente en el extremo nororiental de la Hoja, donde se alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 24°C, en los meses menos calurosos del año (enero y diciembre); en los meses más calurosos, de junio a septiembre, se dan valores medios mensuales superiores a 28°C, destacando agosto con temperaturas medias en torno a 30°C.

6.1.2. Descripción hidrogeológica

La Hoja de Azua presenta una elevada proporción de materiales sedimentarios terciarios de permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s), que localmente puede ser alta, especialmente en determinadas zonas de los afloramientos calcáreos de las Fms. Jura y Sombrerito; puntualmente alcanza valores medios por la presencia de niveles conglomeráticos o areniscosos, más frecuentes en la serie neógena.

Los materiales cuaternarios también se encuentran ampliamente representados por toda la Hoja, especialmente en el Llano de Azua. Predominan los de origen continental, si bien a lo largo de la franja costera aparecen diversos representantes de ambientes litorales. En general poseen una permeabilidad media (en torno a 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan, pudiendo aumentar con el mayor contenido en grava del depósito o disminuir con el aumento del contenido de finos en la matriz.

De acuerdo con lo anterior pueden establecerse tres grupos principales de materiales en función de su estratigrafía y parámetros hidrogeológicos: materiales eocenos del Cinturón de Peralta, materiales neógenos de la Cuenca de Azua y, por último, materiales cuaternarios (Fig.6.1).

6.1.2.1. Cinturón de Peralta

Este grupo incluye los depósitos sedimentarios eocenos 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. El Cinturón de Peralta 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 dominio 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 correspondiente a la Fm. Ventura, se caracteriza por una permeabilidad baja, que puntualmente puede aumentar por un incremento en la proporción y espesor de los niveles de areniscas.

Las calizas tableadas de la Fm. Jura, con intercalaciones conglomeráticas locales, poseen un espesor próximo a 200m, constituyendo un nivel acuífero de interés, al presentar una permeabilidad alta debido a su elevado grado de fracturación y karstificación. Tienen cierta continuidad lateral, si bien como consecuencia de la tectónica pueden 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 hídrica. Sus afloramientos confinan los niveles acuíferos de la Fm. Jura, a considerable profundidad en el caso del sector nororiental debido a su importante espesor, superior a 500m.

En cuanto al Grupo Río Ocoa, representado por la Fm. Ocoa, aparece como un potente conjunto margoso prácticamente impermeable, que engloba olistolitos e intercala niveles de areniscas, conglomerados y calizas que poseen cierta permeabilidad. En general, éstos carecen de interés debido a su reducido espesor y a su aislamiento, excepto en el caso de un nivel calcáreo de mayor desarrollo, intercalado en el sector septentrional, que presenta una permeabilidad más elevada por fracturación y karstificación.

6.1.2.2. Cuenca de Azua

El relleno neógeno de la Cuenca de Azua-San Juan se encuentra bien representado en general, estando representado por las Fms. Sombrerito, Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Vía.

La Fm. Sombrerito se presenta como una sucesión eminentemente carbonatada, de espesor superior a 500m, dispuesta entre dos tramos de predominio margoso; dicho tramo intermedio, constituido por calizas tableadas y en bancos, es el más característico de la Fm. Sombrerito en la zona, correspondiendo a él la mayor parte de los afloramientos de la Hoja. Se estima una permeabilidad alta ($>10^{-3}$ m/s) para este tramo calcáreo intermedio, debido a su alto grado de karstificación y fracturación. Por el contrario, los términos margosos superior e inferior, de escaso desarrollo y deficientemente representados, son prácticamente impermeables, condicionando el funcionamiento del anterior, que puede disponerse como un acuífero confinado en algunos casos.

La Fm. Trinchera aparece como una potente (450-1.000m) alternancia rítmica de areniscas y margas con predominio de los términos areniscosos e incluso con intercalación de tramos conglomeráticos. Debido a la presencia de materiales margosos que desconectan entre sí los niveles areniscosos, se estima una permeabilidad baja para el conjunto. En zonas muy localizadas puede aumentar el valor de la permeabilidad por conexión entre los niveles permeables por efecto de la fracturación.

La Fm. Quita Coraza es un tramo esencialmente margoso en el que se intercalan delgados niveles de areniscas, cuyo espesor se sitúa en torno a 450m, comportándose de forma prácticamente impermeable.

La Fm. Arroyo Blanco es un conjunto heterogéneo en el que predominan los niveles de conglomerados polimícticos oscuros, entre los que se intercalan tramos de arcillas y areniscas, con un espesor conjunto próximo a 750m. Los términos conglomeráticos presentan una permeabilidad media (en torno a 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular, que puntualmente puede aumentar con la mayor granulometría de la matriz o disminuir con la mayor proporción de finos en la misma.

La Fm. Vía consiste en un monótono conjunto conglomerático de matriz areno-arcillosa que intercala esporádicos niveles de lutitas y areniscas, mostrando un espesor muy variable que puede alcanzar 700m. En conjunto, los términos conglomeráticos presentan una permeabilidad media (en torno a 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular, aumentando con la mayor granulometría de los cantos o disminuyendo con la mayor proporción de finos en la matriz. La presencia de niveles lutíticos puede desconectar los niveles permeables y reducir la permeabilidad del conjunto.

6.1.2.3. Materiales cuaternarios

Se trata del grupo de mayor heterogeneidad en cuanto a sus características hidrogeológicas. Pueden distinguirse dos grandes conjuntos: de origen continental, distribuidos por la totalidad de la Hoja, y de origen litoral, orlando la línea de costa. De cualquier forma, su registro más notable corresponde con mucho a los extensos abanicos aluviales que tapizan el Llano de Azua.

Los fondos de dolina se encuentran ampliamente representados en el ámbito de los afloramientos carbonatados de la Fm. Sombrerito; se trata del depósito de dolinas de forma

elipsoidal, cuyo eje mayor sobrepasa en algunos casos 500m, como en el caso de dos espectaculares depresiones localizadas en las inmediaciones de la playa de Monte Río. Su base está constituida por arcillas rojas, producto de la descalcificación de las calizas, de características prácticamente impermeables, lo que no implica que la dolina sea impermeable. Las paredes de los niveles carbonatados donde se enclavan son de permeabilidad media-alta (10^{-2} - 10^{-4} m/s).

Los fondos endorreicos constituyen el depósito de pequeñas depresiones que muestran una acusada tendencia al encharcamiento, de forma groseramente redondeada o elipsoidal, distribuidas por las zonas de menor pendiente del Llano de Azua, especialmente a pie de los relieves. Están constituidos por limos y arcillas con restos de materia orgánica, para los que se estima una permeabilidad muy baja ($<10^{-7}$ m/s), considerándose prácticamente impermeables.

Los glaciais están constituidos por gravas, con arenas en menor proporción, y arcillas, que confieren tonalidades rojas al conjunto. Su espesor, aunque variable, puede sobrepasar 50m. Presentan permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, que aumenta con el tamaño de grano y disminuye con el contenido arcilloso.

En relación con los depósitos de terraza, pese a que no existe ningún sistema de aterrazamientos bien desarrollado, tienen representación en los principales cursos fluviales, especialmente en el valle del río Ocoa y en el de su afluente, Banilejo. Están constituidas por gravas de granulometría muy variable, con arenas como litología subordinada; su espesor es variable, oscilando generalmente entre 1 y 5m. Su grado de permeabilidad es medio-alto ($>10^{-3}$ m/s), debido a 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 utilización conjunta con los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los abanicos aluviales constituyen los depósitos más extensos de la Hoja, disponiéndose a modo de tapiz de buena parte del Llano de Azua, estando integrados, a grandes rasgos, por gravas heterométricas englobadas en una matriz areno-arcillosa. Debido a su propia geometría y a la de sus sustrato, su espesor es muy variable, tanto entre los diversos abanicos como dentro del mismo, pudiendo superar 20m en su sector medio. Para estos

depósitos se estima una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, variable en función del tamaño de grano y del contenido en finos de la matriz.

Los canales meandriformes afloran exclusivamente al Sur de Las Clavellinas, configurando una extensa planicie tapizada de gravas, su constituyente principal, en la que se incluyen numerosas áreas con tendencia al encharcamiento. Además de los niveles de gravas predominantes, se observan niveles arenosos y arcillosos de pequeña envergadura. Se estima una permeabilidad media-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s), por porosidad intergranular, para este tipo de depósitos, aunque las intercalaciones de material lutítico pueden restar permeabilidad al conjunto.

Los coluviones, de morfología variable, son uno de los depósitos cuaternarios con menor representación; son depósitos de reducido espesor y de litología muy variable, caracterizándose por un conjunto de cantos heterométricos subangulosos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Se estima para ellos una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, que aumenta al disminuir el grado de consolidación y disminuye con el incremento de material arcilloso en la matriz.

Los deslizamientos tienen una reducida representación, pero en ocasiones presentan cierta extensión. En ellos predominan las litologías arcilloso-margosas que engloban cantos y bloques de naturaleza variada, función directa de la existente sobre el deslizamiento; su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. Pese a estar poco consolidados, poseen una permeabilidad baja ($<10^{-6}$ m/s) debido al predominio de material arcilloso en la matriz.

Los depósitos de fondo de valle se encuentran ampliamente representados, pudiendo destacarse por su envergadura los de los ríos Ocoa y Banilejo; en cualquier caso, algunos han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges. Están constituidos por gravas, si bien no son extrañas las arenas; su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero debe estar comprendida entre 1 y 5m. Su permeabilidad es media-alta (10^{-2} - 10^{-4} m/s) por porosidad intergranular, favorecida por su elevada granulometría y bajo grado de compactación.

Los depósitos de dunas, escasamente representados en playa Caracoles, configuran una estrecha banda paralela al litoral. Son dunas cuya altura no supera 4m, integradas por

arenas sueltas, de tamaño medio a fino; presentan permeabilidades altas por porosidad intergranular.

Los depósitos lagunares están asociados a zonas deprimidas de marcada tendencia endorreica, localizadas en las proximidades de la línea de costa y desconectadas del mar por la interposición de acumulaciones coralinas a modo de barreras naturales. Su carácter endorreico y su sustrato impermeable provocan encharcamientos, pero en épocas de escasez de lluvias algunas pueden aparecer desecadas. La evaporación favorece la acumulación de sales y lutitas, sin que existan datos sobre su espesor que, en cualquier caso, podría estar comprendido entre 2 y 10m.

Los depósitos litorales están constituidos por gravas y arenas que configuran una planicie muy ligeramente elevada sobre el nivel del mar. Aunque presentan excelentes condiciones litológicas y texturales como acuífero, sus reducidas dimensiones y, especialmente, su conexión hidráulica con el mar, hacen que carezcan de interés hidrogeológico.

Las playas y las acumulaciones de Corales configuran una estrecha banda paralela a la línea de costa. Se trata de playas de arena, gravas o ambas simultáneamente, cuya permeabilidad es media-alta (10^{-2} - 10^{-4} m/s), aumentando con el tamaño de grano. Desde un punto de vista de explotación del recurso, obviamente su captación queda descartada, debido a la elevada salinidad del agua de mar. No obstante, para captación de agua salada para desaladora son especialmente interesantes con objeto de autodepurar (en primera fase) el agua marina.

6.2. Recursos minerales

Sin duda, el mayor interés económico despertado por la región de Azua es el relacionado con la exploración de hidrocarburos, si bien los numerosos trabajos llevados a cabo en ella desde comienzos de siglo afectan en muy pequeña medida al territorio comprendido en la presente Hoja. Por otra parte, se desconoce la existencia de cualquier signo de interés relacionado con la exploración de minerales metálicos y no metálicos, reduciéndose la única evidencia de actividad minera a la explotación de una serie de canteras, en general de pequeña envergadura y en su mayor parte abandonadas en la actualidad.

6.2.1. Sustancias energéticas

Como se ha señalado anteriormente, no se tiene constancia de trabajos de explotación desarrollados dentro de los límites de la Hoja, pero el interés mostrado en la búsqueda de hidrocarburos en la región suroccidental de la República Dominicana (cuadro 6.1) merece algunos comentarios sobre su evolución histórica, así como sobre su potencialidad.

COMPAÑÍA	FECHA	AREA	SONDEOS
TEXAS COMPANY	1905-29	Llano de Azua	Maleno Higuerito
SEABOARD OIL COMPANY	1939-47	Llano de Azua Valle de Enriquillo Valle de San Juan	Maleno Maleno-1 A El Mogote-1 Las Hormigas-1 Quita Coraza-1 Mella-1 Comendador-1
COMPAÑÍA PETROLERA DOMINICANA	1956-60	Valle del Cibao Llano de Azua Valle de Enriquillo	Kilómetro 19-1 Arroyo Blanco-1 Kilómetro19-2 Maleno DT-1 Palo Alto-1 Mella-2 Cabritos-1
QUISQUEYA OIL CO.	1964-69	Valle del Cibao	Sorpresa-1
GAS Y PETRÓLEO DOMINICANA	1964-70	Sierra de El Número Llano de Azua	Dominicanos-1
TENNECO	1969	Bahía de Ocoa Bahía de Neiba Valle del Cibao Bahía de Samaná	
PETROLERA LAS MERCEDES	1978-79	Cuenca de S. Pedro Valle del Cibao Llano de Azua	San Pedro-1 San Pedro-2 Santo Domingo-1
CANADIAN SUP. OIL	1979	Valle de Enriquillo	Charco Largo-1
ANSCHUTZ CORP.	1980-81	Valle de San Juan	Candelón-1
MOBIL OIL COMP.	1991-	Bahía de Ocoa	

CUADRO 6.1. RESUMEN DE LA EXPLORACIÓN PETROLÍFERA EN LA REPÚBLICA DOMINICANA

6.2.1.1. Aspectos generales e historia minera

Una interesante puesta al día sobre estos aspectos es la elaborada por Mann y Lawrence (1991), resumiéndose a continuación los rasgos más relevantes relativos a la región del Llano de Azua principalmente, sin que deba olvidarse que sus exploraciones están relacionadas con las del Valle de San Juan y la Cuenca de Enriquillo. Diversas razones, principalmente la compleja evolución tectónica de la región y la poca favorabilidad para el desarrollo de rocas madre en ámbitos de arco insular, han provocado una tradicional desconfianza general sobre la potencialidad del sector septentrional del Caribe en cuanto a la explotación de hidrocarburos. No obstante, la aparición de éstos tanto en Cuba como en La Española, ha sugerido su potencialidad desde los primeros compases del presente siglo.

Las primeras perforaciones de la región de Azua tuvieron lugar en 1905 en los campos Maleno e Higuero, algunos kilómetros al Oeste de dicha capital, donde se obtuvo petróleo de buena calidad y gas; no obstante, la producción no alcanzó un nivel relevante hasta 1927, en el campo de Higuero, llevándose a cabo por parte de la Texas Company.

Los trabajos fueron interrumpidos entre 1928 y 1939, en que la Seaboard Oil Company adquirió una amplia concesión. Sus primeros sondeos, Maleno-1 y Maleno-1A encontraron petróleo en las areniscas de la Fm. Arroyo Blanco; además, se señalaron diversos anticlinales fuera de los campos Maleno e Higuero y se desarrollaron campañas geofísicas entre 1944 y 1946 (gravedad, sísmica), así como tres nuevas perforaciones (Quita Coraza-1, El Mogote-1 y Las Hormigas-1).

Las exploraciones sufrieron un nuevo abandono hasta que en 1956 la Compañía Petrolera Dominicana adquirió concesiones que cubrieron la mayor parte del país; su filial, la Compañía Petrolera Azuana inició sus trabajos con dos nuevas perforaciones en 1958 (Kilómetro 19-1 y Arroyo Blanco-1). En 1960 se efectuaron dos nuevos sondeos (Kilómetro 19-2 y Maleno DT-1), volviendo la vista nuevamente al sector de Maleno, cuya producción resultó, no obstante, insignificante.

En 1969 Gas y Petróleo Dominicana e International Resources Limited reiniciaron los estudios de la región mediante sísmica, seguida por una serie de perforaciones que en su mayor parte encontraron petróleo y gas, que no fueron objeto de explotación.

Simultáneamente, Tenneco desarrolló diversas campañas sísmicas en la plataforma marina, entre ellas una en la bahía de Ocoa.

La información disponible de las labores efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1991 comprende diversas líneas sísmicas de dicha bahía. Por último, durante la realización del presente trabajo se ha tenido constancia de la realización de una nueva campaña en la región del Llano de Azua por parte de Murphin Dominicana; dada su confidencialidad no se ha tenido acceso a ningún tipo de información, aunque se tiene conocimiento de la elaboración de una nueva campaña sísmica.

6.2.1.2. Potencial minero

Trabajos efectuados sobre la potencialidad petrolífera de la región (Mann y Lawrence, 1991) han señalado la Fm. Sombrerito y la parte inferior de la Fm. Trinchera como roca madre de la mayor parte de los hidrocarburos existentes; igualmente, la roca almacén de éstos correspondería a los niveles areniscosos de la Fm. Trinchera y a ciertos tramos porosos, cuya génesis no ha sido bien explicada, de la Fm. Sombrerito. Una segunda génesis, de mucha menor entidad, podría estar relacionada con la Fm. Arroyo Blanco, que además serviría como roca almacén. En cuanto a su mejor trampa, corresponde a una serie de estructuras anticlinales selladas por cabalgamientos, dispositivo que además se relaciona con el grado de madurez más óptimo.

Sea como fuere, no existen datos que permitan cuantificar las reservas de ninguno de los potenciales almacenes de hidrocarburos; no obstante, existen algunas cifras orientativas acerca de la posible productividad, basadas en las explotaciones pasadas. La primera extracción de la que se tiene noticia se cifra en torno a 400 barriles diarios de petróleo en el pozo Higuero (Texas Company, 1905). La producción de los campos de Maleno e Higuero alcanzó 19.000 barriles (Seaboard Oil Company, 1939) de petróleo de 20° API; de los sondeos efectuados por esta compañía entre 1940 y 1947, Las Hormigas-1 mostró hidrocarburos en cantidades irrelevantes. Un nuevo intento de explotación del campo de Maleno (Petrolera Azuana, 1960) concluyó cuando se habían extraído 10.000 barriles y apareció agua, sin que se disponga de ninguna cuantificación de producción posterior. Estas cifras, que reflejan a grandes rasgos los resultados extractivos de la exploración de casi un siglo, no invitan a adoptar una postura demasiado optimista con respecto a la potencialidad

petrolífera del Llano de Azua, aunque tal vez los nuevos modelos geológicos de la región sugieran un replanteamiento de las estrategias a seguir en futuras exploraciones.

De acuerdo con todo lo anterior, las zonas más favorables para la búsqueda de hidrocarburos en la zona se situarían bajo el frente del Cinturón de Peralta, si bien habría que exceptuar el sector afectado por el *indenter* de Beata (Noreste de la Hoja), debido a su intensa fracturación, que podría haber provocado una gran distorsión de las rocas almacén e incluso la fuga de aquéllos. Parece aconsejable que cualquier futura campaña de prospección incluya líneas sísmicas en dicho frente, tal vez en una banda de algunos kilómetros de ancho, como aconseja el moderado ángulo de su cabalgamiento frontal (zona de falla de San Juan-Los Pozos).

6.2.2. 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.

6.2.2.1. Aspectos generales e 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 cinco canteras, abandonadas o de funcionamiento intermitente; su total abandono en la actualidad confirma la escasa importancia de este sector, dentro del cual tan sólo se ha registrado una explotación en activo, correspondiente a las salinas de Punta Vigía. El cuadro 6.2. resume las principales características de las canteras de la Hoja.

Como puede apreciarse, más de la mitad corresponden a graveras, encontrándose bastante repartidas las demás sustancias. Excepto en el caso de las citadas salinas, todas respondían a un ámbito local y en su mayor parte, a pequeñas demandas circunstanciales, generalmente dentro del campo de los áridos naturales.

CUADRO 6.2. RESUMEN DE LA EXPLOTACIÓN DE ROCAS INDUSTRIALES EN LA HOJA DE AZUA

NÚMERO	COORDENADAS	SUSTANCIA	PROVINCIA	ACTIVIDAD	RESERVAS
1	316.200 2043.500	Arenisca	Azua	Intermitente	Medias
2	316.000 2041.550	Grava	Azua	Abandonada	Grandes
3	318.100 2041.000	Grava	Azua	Intermitente	Grandes
4 (*)	323.600 2039.600	Caliza	Azua	Abandonada	Grandes
5	330.100 2041.500	Grava	Azua	Intermitente	Grandes
6 (*)	333.000 2036.350	Grava	Azua	Abandonada	Medias
7 (*)	338.400 2035.100	Grava	Azua	Abandonada	Grandes
8 (*)	331.800 2038.500	Arena	Azua	Abandonada	Pequeñas
9(*)	318.300 2038.700	Grava	Azua	Abandonada	Grandes
10	319.100 2034.150	Caliza	Azua	Abandonada	Grandes
11	315.500 2029.650	Sal común	Azua	Activa	Medias

(*) Canteras incluidas en el "Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción" (INYPESA, 1985)

6.2.2.2. Descripción de las sustancias

- Arena

Se trata de una explotación (8) de arenas eólicas cuaternarias, prácticamente irreconocible en la actualidad, pese a haberse abandonado hace tan sólo unos pocos años, localizada en playa Caracoles. Su cómodo acceso y su sencilla extracción sugieren que su abandono se debió a razones de mercado o de seguridad. Su uso se relacionó con el campo de los áridos y de los aglomerantes.

- Arenisca

Sú unico representante (1) corresponde a una cantera reciente de pequeña envergadura y funcionamiento intermitente situada en las inmediaciones de la carretera Las Yayitas-Bichi. Explota como áridos los niveles de areniscas de la Fm. Trinchera, probablemente en respuesta a necesidades puntuales, estimándose unas reservas medias.

- Caliza

Pertenecen a este grupo dos canteras ubicadas en la Fm. Sombrerito, actualmente abandonadas. La mayor de ellas (4), de dimensiones medias y localizada en el cerro El Peñón junto a la carretera Azua-Baní, ha sido abandonada recientemente y su producto fueron áridos de trituración, probablemente empleados en la construcción de carreteras; la otra (10), localizada en la loma Vigía, es de menores dimensiones y, junto a otras extracciones de dimensiones mínimas no consideradas, fue aprovechada para la construcción de la pista que conduce a las salinas. Como dato orientativo sobre sus propiedades geomecánicas cabe señalar el porcentaje de desgaste de 46.09 proporcionado por una muestra de la primera cantera en la prueba de desgaste Los Angeles.

- Grava

Como se ha señalado, es la sustancia sobre la que se ha desarrollado una mayor actividad extractiva, aunque en todos los casos se trata de graveras de pequeña envergadura y funcionamiento ocasional o intermitente, cuyo empleo se inscribe en el

campo de los áridos naturales. Esto es debido, sin duda, a su fácil extracción y sencillo tratamiento, al menos al ser comparado con el correspondiente a los materiales utilizados como áridos de trituración, fundamentalmente calizas, en el ámbito de la Hoja.

Se han inventariado seis extracciones, todas ellas de buena accesibilidad, localizadas en gravas pertenecientes a abanicos aluviales o los cauces encajados en ellas (2, 3, 5, 7 y 9), excepto la que explota gravas de la Fm. Vía (6) a pie de la loma Vieja, junto a la carretera Azua-Baní. Su ubicación sugiere que su producto, al igual que en el caso de los restantes usos como áridos, se ha encaminado a la construcción de las vías de comunicación cercanas.

- Sal común

Su única explotación (11) se ubica en el paraje de Punta Vigía, al que se accede mediante una pista de buena calidad que parte de la playa de Monte Río. Las dimensiones de las salinas son medias y en la actualidad se encuentran en activo, si bien su producción no parece excesiva, lo que sugiere un ámbito de mercado local.

Las condiciones fisiográficas y climáticas favorecen la evaporación del agua del mar, aislada de éste gracias a la presencia de una barrera natural.

6.2.2.3. Potencial minero

Son poco esperanzadoras las expectativas relativas a 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 de recursos. Tan sólo algunos tramos calizos de la Fm. Sombrero poseen un aspecto que haga pensar en su aprovechamiento con tales fines, pero en todos los casos observados, su intensa fracturación lo desaconseja; no obstante, por la extensión de sus afloramientos no debe descartarse de forma concluyente su favorabilidad en áreas muy localizadas.

Justamente lo contrario puede decirse 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 el caso de los áridos

naturales, las gravas y arenas cuaternarias poseen una extraordinaria extensión, cubriendo la mayor parte del Llano de Azua, y una gran facilidad extractiva, lo que 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 también extraordinaria, pero su localización en áreas montañosas, generalmente alejadas de núcleos de población, junto con unos procesos de transformación más complejos que en el caso de los naturales, los hace menos atractivos que éstos; en respuesta a posibles demandas podrían incluirse en este grupo las calizas de las Fms. Jura y Sombrerito, así como las areniscas de las Fms. Ventura y Trinchera.

Por otra parte, los materiales margosos de las Fms. El Número, Ocoa y Quita Coraza 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, conglomerados e incluso olistolitos, desaconseja su utilización como aglomerante. En relación con este uso, las calizas de la Fm. Sombrerito carecen de interés por sus impurezas, si bien las de la Fm. Jura podrían llegar a tenerlo en la fabricación de cal o cemento.

Por último, el litoral de la bahía de Ocoa posee diversas áreas lagunares semejantes a la de Punta Vigía y que, por tanto, hacen albergar esperanzas como potencial fuente de recursos salinos.

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 una información fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación ponen de manifiesto otros recursos potencialmente utilizables que, empleados de forma racional y ordenada, pueden resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, 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 Azua se han inventariado cinco Lugares de Interés Geológico: Sección cenozoica del río Vía, Sección eocena del río Ocoa, Salinas de Punta Vigía, Litoral de Puerto Tortuguero y Sección eocena de la sierra de El Número, destacando por su accesibilidad los tres últimos.

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).

- Sección cenozoica del río Vía

Se localiza a lo largo del río Vía, al Noreste de Azua, accediéndose a pie por el cauce del río; también son posibles ciertas observaciones de interés en el camino que discurre sobre la margen derecha. Su interés principal es de tipo estratigráfico, con interés subordinado de tipo sedimentológico y geomorfológico; por su utilización se puede catalogar como científico y por su influencia, regional.

El corte se inicia desde Azua y los primeros afloramientos que aparecen bajo gravas cuaternarias muestran una sucesión rítmica de areniscas con intercalaciones margosas, de tonos ocres, correspondientes a la Fm. Trinchera (unidad 15), atribuida al Mioceno-Plioceno, apareciendo conglomerados polimícticos entre sus términos superiores. La desaparición de los conglomerados da paso a un tramo de predominio margoso, equiparable con la Fm. Quita Coraza (unidad 16), que fuera del valle aparece como una banda deprimida en el relieve. La nueva aparición de conglomerados da paso a la Fm. Arroyo Blanco (unidad 17), reconociéndose restos coralinos en su parte inferior. Por encima se dispone la Fm. Vía (Arroyo Seco; Plioceno-Pleistoceno), cuya base es difícil de determinar en el corte, siendo más evidente fuera del cauce, donde se intuye que coincide con una marcada discordancia. La aparición de facies arcillosas oscuras y ocres con intercalaciones de niveles centimétricos de areniscas señala el paso a la Fm. Ocoa (unidad 9), sin que se observe el cabalgamiento existente entre ambos conjuntos.

Globalmente, la Sección cenozoica del río Vía muestra la típica tendencia somerizante del relleno neógeno de la Cuenca de Azua-San Juan, reconociéndose ambientes marinos en sus dos unidades inferiores y el paso a un régimen continental a través de la Fm. Arroyo Blanco.

Como complemento a las observaciones de tipo estratigráfico y sedimentológico, el camino aludido anteriormente permite consideraciones de tipo geomorfológico y estructural por el desarrollo que adquieren las terrazas y glaciares y por su relación con los extensos abanicos desarrollados hacia el Sur. En este sentido, resulta notable la verticalización observable en los conglomerados y arcillas de la Fm. Vía al comienzo del camino.

- Sección eocena del río Ocoa

Se trata de un corto y discontinuo itinerario a través del río Ocoa, accediéndose a pie por la vertiente meridional de la loma Angelita, desde la carretera San José de Ocoa-El Cruce. Su interés principal es de tipo estratigráfico, con un interés subordinado de tipo tectónico, pudiendo catalogarse por su utilización como de interés científico, así como de interés regional por su ámbito de influencia.

El itinerario discurre aguas abajo del río Ocoa, de techo a muro de la serie, observándose en primer lugar las típicas facies arcillosas desordenadas con olistolitos de la Fm. Ocoa (unidad 9), junto con otras más ordenadas de margas con intercalación de delgados niveles de areniscas de naturaleza turbidítica. Sin duda alguna el rasgo más destacable se localiza en la margen izquierda, al Norte del monte de Méndez, donde la Fm. Ocoa se dispone en clara discordancia sobre las margas de la Fm. El Número (unidad 5), que aquí poseen un reducidísimo espesor. En este mismo punto es evidente el paso gradual entre la Fm. El Número y las Capas rojas del Jura (unidad 4) que, avanzando algo más por el río, muestran un intensísimo y espectacular replegamiento.

- Salinas de Punta Vigía

Se trata de una pequeña área localizada en el ámbito de Punta Vigía a la cual se puede acceder mediante vehículo a través de una pista de buena calidad que parte de la playa de Monte Río, al Sur de Azua. Deben resaltarse los bellos paisajes visibles a lo largo de la pista, en la que además son posibles algunas observaciones destacables. Su interés principal es de tipo geomorfológico y minero, con un interés sedimentológico subordinado; por su posible utilización se puede catalogar como de interés económico, científico, turístico y didáctico, con un ámbito de influencia regional.

Ascendiendo por la pista existen diversas panorámicas del Llano de Azua, con las estribaciones de la Cordillera Central al Norte y la bahía de Ocoa al Sur. También se aprecia el carácter abrupto del litoral, con acantilados y estrechísimas playas que con frecuencia corresponden a acumulaciones de Corales transportados. La aproximación al litoral permite apreciar el aspecto de las calizas tableadas y en bancos de la Fm. Sombrero (unidad 13), con sus dominantes tonos blanquecinos.

Ya al final de la pista se constata la gran variedad y belleza de las acumulaciones coralinas, que allí constituyen una barrera que aísla una laguna cuya evaporación provoca el depósito salino. Las pequeñas lomas más próximas al litoral poseen una forma aplanada debido a la acción erosiva del mar durante el Cuaternario.

- Litoral de Puerto Tortuguero

Presenta una gran variedad de depósitos y formas litorales cuaternarios en una reducida extensión, lo que unido a su fácil acceso a través de una pista desde el Sureste de Azua, le confieren cierta relevancia. Su interés principal es de tipo geomorfológico, pudiendo catalogarse en función de su utilización como de interés científico, turístico, didáctico y económico.

Puerto Tortuguero se localiza en un pequeño entrante marino que da lugar a una estrecha playa de arenas y cantos (unidad 33). Está limitada al Suroeste por un saliente constituido por acumulaciones coralinas sueltas (unidad 30), que al pasar al medio acuoso se relacionan con el desarrollo de manglares. A espaldas de la playa se observa un depósito litoral ligeramente elevado sobre el nivel del mar actual, constituido por gravas y arenas con abundantes estructuras sedimentarias de medios costeros (unidad 31). En el sector oriental aparecen acumulaciones arenosas de origen eólico, principalmente dunas, cuya altura oscila entre 1 y 3m (unidad 28). Por último, tras todo este cortejo litoral se dispone un área lagunar, en buena parte desecado por la alta evaporación, en la que predominan los depósitos lutítico-evaporíticos (unidad 29).

- Sección eocena de la sierra de El Número

Se trata de un itinerario de notable interés a lo largo de las trincheras que la carretera Azua-Baní ofrece al atravesar la sierra de El Número. Presenta muy buenas condiciones de afloramiento de diversas unidades litoestratigráficas del Grupo Peralta (Eoceno), pero sin duda destaca por su calidad el corte correspondiente a un nivel olistostrómico correspondiente a la Fm. Ocoa (Eoceno superior). Posee un interés principal de tipo estratigráfico y sedimentológico, con un interés subordinado de tipo tectónico y geomorfológico; por su posible utilización ha de catalogarse como científico y didáctico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

En un intento de aproximación al orden estratigráfico de la serie, se propone iniciar el itinerario en Hatillo. Desde la primera trinchera de la carretera, una vista panorámica hacia el Oeste permite apreciar el desarrollo de extensos abanicos aluviales que partiendo de las estribaciones de la Cordillera Central, al Norte, tapizan el Llano de Azua, alcanzando la bahía de Ocoa. Esta trinchera ofrece un primer aspecto de la Fm. Ventura (unidad 1), con una sucesión rítmica de niveles de areniscas con intercalaciones margosas de orden decimétrico. Un desgarre dextro separa este conjunto de la Fm. Jura (unidad 2), constituida por una típica sucesión de calizas tableadas blancas; sobre ellas, con un contacto intensamente tectonizado, aparece la alternancia de aspecto pizarroso entre lutitas rojas y calizas blancas de las Capas rojas del Jura (unidad 4).

Los siguientes taludes de la carretera muestran nuevos aspectos de la Fm. Ventura, entre ellos: areniscas masivas y estratificadas en bancos gruesos, sucesiones rítmicas de areniscas en niveles tableados y alternancias de areniscas y margas en niveles de orden decimétrico, que denuncian un origen turbidítico. Las alteraciones en el orden estratigráfico normal son producidas por diversas fallas, la más oriental de las cuales se refleja por el paso de la Fm. Ventura a las Capas rojas del Jura, sin la Fm. Jura entre ambas.

Sin duda, el corte más llamativo es el de La Cuchilla de la Tumba de Antonio María, donde un espectacular conjunto olistostrómico característico de la Fm. Ocoa (unidad 7), se apoya sobre una sucesión eminentemente margosa (unidad 6), reflejando un breve episodio de inestabilidad en la cuenca. En el conjunto olistostrómico se reconocen bloques de calizas blanquecinas de tamaño métrico a decamétrico, lutitas rojizas y conglomerados polimícticos.

Los dos últimos taludes localizados dentro de la Hoja muestran un aspecto de la Fm. Ocoa totalmente diferente, con una sucesión margosa en la que se intercalan niveles de areniscas de orden decimétrico rítmicamente. Contrasta poderosamente la acusada deformación del Grupo Peralta con respecto a la Fm. Ocoa, mucho menos intensa, puesta de manifiesto en estos últimos cortes por un moderado buzamiento y por la presencia de fallas normales de salto métrico.

8.BIBLIOGRAFÍA

- **ARICK, M.B. (1941):** *Annual report of Geological Department*, New York, 34p.
- **BEALL, R. (1945):** The geology of the Sierra Martín García, Dominican Republic. *Standard Oil Company*. New Jersey, 17 p. (Inédito).
- **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.
- **BOURGOIS, J., NG, R., TAVARES, I. y VILA, J. M. (1979):** L'Éocene a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoins d'une Tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. *Bulletin de la Societé Geologique de France*, 7: 759-764.
- **BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.
- **CEPEK, P. (1980-1990):** Catálogo Paleontológico de la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- **COOPER, C. (1983):** Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic. *M. S. Thesis*, State University of New York, Albany, 145p. (Inédito).
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984):** 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. (1941):** The geology of the Azua-Enriquillo Basin areas covered by Aerial Mosaics nº 7,14 and 15. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 15, 17p. (Inédito).
- **DOHM, C.F. (1942):** The geology of the Sierra de Neiba and Valles San Juan and Enriquillo in Mosaic Areas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32 and 33. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 20, 18p.
- **DOLAN, J.F. (1988):** Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. *Ph.D. Thesis*, University of California, Santa Cruz, 235p.
- **DOLAN, J.F. (1989):** Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles; discussion with examples. *American Assotiation 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.
- **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.
- **INYPESA (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.
- **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., 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. y LAWRENCE, S.R. (1991):** Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14: 291-308.
 - **MANN, P., McLAUGHLIN, P.P. y COOPER, C. (1991c):** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. 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.
- **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.
- **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.
- **McLAUGHLIN, P.P. (1989):** Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the SW Dominican Republic: A foraminiferal study. *Journal Foraminiferal Research*, 19: 294-310.
- **McLAUGHLIN, P.P. y SEN GUPTA, B.K. (1991):** Migration of Neogene marine environments, SW Dominican Republic. *Geology*, 19: 222-225.
- **McLAUGHLIN, P.P., VAN DEN BOLD, W.A. y MANN, P. (1991):** Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. 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.
- **MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, 378 p. (Inédito).
- **NORCONSULT (1983):** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo. (Inédito).
- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocean Basins and Margins* (NAIRM y STELHI, Eds.), A.E.M., V 3.

- **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* (DENGU, 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. (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.

- **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.