



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

YAYAS DE VIAJAMA

(6071-IV)

Santo Domingo, R.D., Enero 2000

0. RESUMEN

La Hoja de Yayas de Viajama se sitúa en el sector suroeste de la República Dominicana en la zona de transición entre los relieves de la Cordillera Central al NE y la Cuenca de San Juan-Llano de Azua al sur, existiendo por tanto dos dominios claramente diferenciados.

El sector NE de la Hoja está ocupado por los terrenos del Cinturón de Peralta de edad paleógena, mientras que la parte restante de la Hoja está ocupada por los sedimentos neógenos que rellenan la depresión de San Juan-Llano de Azua. Sobreimpuestos a los anteriores depósitos aparecen una serie de volcanes cuaternarios que alcanzan un mayor desarrollo en el extremo NO de la Hoja, en la inmediaciones de Yayas de Viajama, aunque también aparecen algunos aislados dentro del ámbito del Cinturón de Peralta. Estas manifestaciones volcánicas han contribuido notablemente a rejuvenecer el relieve de la región.

Por último, hay que destacar en esta Hoja el enorme desarrollo que alcanzan los depósitos de abanicos, glaciares y conos de deyección, principalmente en la zona de tránsito entre los relieves del Cinturón de Peralta y la Cuenca de Azua, concretamente en el sector definido por las localidades de Amiama Gómez, Tabara Arriba y Sajanoa.

ABSTRACT

The Sheet of Yayas de Viajama is situated in the southwestern part of the Dominican Republic in the transition of the mountain range of the Cordillera Central in the NE and the Cuenca de San Juan- Llanura de Azua in the S. Both domains are clearly separated.

The northeastern part of the Sheet is taken up with the materials of the Cinturón de Peralta from Paleogene age and the rest of the Sheet is occupied by the Neogene sediments that fill the valley of San Juan-Llanura de Azua. Covering these deposits are a series of Quaternary volcanoes that have the biggest development in the extreme NW of the Sheet, near to Yayas de Viajama, although there are also some isolated volcanoes in the Cinturón de Peralta. These volcanic manifestations have made a notable contribution to rejuvenating the relief of the region.

Finally, there must be pointed out the enormous development of the alluvial for and “glacis” deposits, especially in the changing area of the Cinturon de Peralta and the Azua basin, particularly in the Amiama Gómez Tábara Arriba and Sajanoa area.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto de la Cartografía geológica básica de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país.

Para ello, a través del Convenio de Lomé, la Unión Europea (UE) ha financiado el Programa SYSMIN que comprende todo un conjunto de proyectos en el ámbito de la investigación geológica y minera, así como en la ordenación del territorio y el medio ambiente. Para este proyecto concreto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana ha resultado adjudicatario el consorcio integrado por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), PROINTEC, S.A. e INYPSA. La supervisión y control del gasto ha sido llevada a cabo por la Unidad Técnica de Gestión (UTG) dependiente de la Unión Europea.

En este proyecto se incluyen, entre otros trabajos, la elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen los cuadrantes a escala 1:100.000 de Constanza (Constanza, 6072-I; Sabana Quéliz, 6072-II; Padre de Las Casas, 6072-III; Gajo de Monte, 6072-IV), Bonao (Hatillo, 6172-I; Villa Altigracia, 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.

La Metodología de trabajo ha consistido, en primer lugar en la recopilación de todos los trabajos disponibles y cartografías geológicas. A continuación se procedió al estudio de la fotografía aérea a escala 1:40.000 del Proyecto Marena (año 84). Además se han utilizado fotogramas a escala 1:20.000 y 1:60.000 para obtener una visión más completa y contrastada del área de estudio. También se han estudiado las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Una vez realizada la fotointerpretación se inician los trabajos de campo.

Estos recorridos de campo se han representado en las fichas de Control de Trabajos de Campo (FCC) que periódicamente el consultor presentó a la supervisión del SGN. En ellas se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas, etc.), así como los datos de medidas estructurales y localización de fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía geomorfológica y de riesgos, así como la geotécnica, ambas a escala 1:100.000.

Todos estos trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Tecnológico y Geominero de España y 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 Yayas de Viajama 6071-IV se sitúa en el sector suroccidental de la República Dominicana, limitando al Norte con la Hoja de Padre Las Casas, al Este con la de San José de Ocoa, al Sur con la de Pueblo Viejo (Sabana Yegua) y al Oeste con la de Villarpando. En la Fig. 1.2.1. se ha representado el esquema fisiográfico de La Española tomado de Weyl (1966) y la localización de las 12 Hojas que comprenden este proyecto. Desde el punto de vista administrativo, casi la totalidad del territorio de la Hoja pertenece a la provincia de Azua, salvo una pequeña área del SO que pertenece a la de San Juan. Desde un punto de vista fisiográfico se observan dos grandes dominios, correspondientes a la Cordillera Central y a la Cuenca de San Juan-Azua. La Cordillera Central ocupa el sector nororiental de la Hoja, mientras que en el resto de la Hoja (asignado a la Cuenca de San Juan-Azua) se podrían describir algunas unidades de menor rango como son, las estribaciones de la Sierra de Neiba al SO y los relieves aislados, correspondientes a los volcanes cuaternarios al NO. La mayoría de estos centros de emisión arrancan de una superficie inferior a los 400 m y alcanzan cotas de 700-800 m. Entre otras cabe citar: los Cerros de Paso del Limón (843 m); Loma de Oro (829 m); Loma La Piedra (788); Loma de los Chivos (714 m); Loma de las Mesetas (703 m), etc.

En el tercio NE de la Hoja correspondiente al dominio de la Cordillera Central, se alcanzan las mayores alturas de la Hoja con un punto culminante en el Gajo de Nuez (1.690 m). Existen otras elevaciones que superan los 1.600 m (Loma de Guayabo, 1.638 m) y otros cerros sin topónimo definido pero que constituyen relieves alargados en dirección NO-SE, según las directrices típicas de la Cordillera Central. Aunque estos relieves no llegan a alcanzar cotas tan elevadas como en hojas limítrofes (Padre Las Casas-Sabana Quéliz), los desniveles son, no obstante, muy considerables. Así los cauces de los Ríos Yaque del Sur y Jura se sitúan respectivamente a 180 m y 130 m, lo cual da idea del brusco cambio de relieve que existe entre ambos dominios. Además de estos dos ríos citados, la red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter perenne. La Cuenca del río Yaque del Sur, se localiza en el sector occidental y septentrional de la Hoja y a ella vierten sus aguas los arroyos de Viajama y sus afluentes. La Cuenca del Jura ocupa el sector oriental y NE del área estudiada, mientras que la Cuenca del Tábara ocupa el sector centro-sur de la Hoja. Coincidiendo con la etapa de campo de realización de esta Hoja, tuvo lugar el Ciclón Georges, comprobándose el devastador efecto que provocó en toda la región, y el carácter torrencial de la red de drenaje. Así la enorme cantidad de aportes terrígenos provocó la desaparición de la vegetación de ribera y el derrumbe de numerosos puentes entre los que cabe citar los de: Viajama, Hato Nuevo, Los Toros y los tres pasos del río Jura en la subida de la carretera de Azua a Peralta.

La población se encuentra muy desigualmente repartida concentrándose en el núcleo de Yayas de Viajama, y a lo largo de la carretera de Azua-Peralta, donde se ubican las poblaciones de El Barro, Carrizal, Majagual y Peralta. También se ha observado un notable incremento poblacional en un área definida por las poblaciones de las Guanábanas-Los Toros-Sajanoa-Tábara Arriba y Amiama Gómez. Coincide este hecho con la futura transformación de estos terrenos a regadíos, existiendo actualmente dos proyectos de este tipo. Por el contrario, la región SO está muy poco poblada ya que se trata de terrenos ocupados por vegetación de Sabana (Cambrones, Baya Honda, Guazábaras y diversos tipos de vegetación espinosa). En la región montañosa del NE existen algunos caseríos diseminados que son ocupados temporalmente para la zafra del café. En cuanto a la región NO existe un predominio de la ganadería frente a la agricultura, como se observa muy bien en la carretera que une Yayas de Viajama con Padre Las Casas.

La principal vía de comunicación de la Hoja es la carretera que asciende desde el "cruce del quince de Azua" hasta el "cruce de las Yayas" en que se bifurca en dos ramales, uno que sigue en dirección Norte hacia Yayas de Viajama y Padre Las Casas y el otro que

se dirige hacia San Juan. Los mayores problemas de comunicación se presentan en la mitad oriental de la Hoja, ya que solo existe la carretera hasta Peralta. Concretamente en todo el sector NE no existe ninguna vía de comunicación teniendo que efectuar los recorridos a pie o en caballerías.

1.3.- Marco geológico

Como puede observarse en el esquema de la Fig. 1.3.1. (tomado de Draper y Gutiérrez, 1997), la Hoja de Yayas de Viajama se sitúa en la zona de transición entre el Dominio del Cinturón de Peralta (al NE), y la Cuenca de San Juan-Llano de Azua (al S).

El Cinturón de Peralta es una unidad estructural que aflora extensamente a lo largo del flanco Sur de la Cordillera Central y que está constituido mayoritariamente por sedimentos acumulados en una cuenca trasera de arco, durante el Paleógeno. En esta Hoja está casi exclusivamente representado por las formaciones del Grupo Peralta, ya que el Grupo Río Ocoa, sólo aflora de manera marginal, en el extremo oriental de la Hoja. Se trata de un Cinturón de pliegues y cabalgamientos de vergencia generalizada hacia el SO.

Las formaciones neógenas del relleno de la Cuenca de Azua, aparecen ampliamente representadas en la mitad sur de la Hoja. Estas unidades están intruidas, por los volcanes cuaternarios de la alineación Yayas-Constanza que aparecen ampliamente representados en el sector NO de la Hoja.

En el sector NO de la Hoja aparece un extenso campo de volcanes cuaternarios con un amplio espectro composicional, desde basaltos hasta traquiandesitas.

Los depósitos sedimentarios cuaternarios alcanzan un gran desarrollo areal al pie de los relieves del Cinturón de Peralta, en el sector central de la Hoja. Se han cartografiado varias generaciones de abanicos así como depósitos de ladera, glaciares y aluviales. Por último, el fuerte relieve del sector NE, favorece el desarrollo de depósitos de deslizamientos gravitacionales.

1.4.- Antecedentes

Existen un gran número de trabajos de diversa índole acerca de la Cuenca de San Juan-Azua y también relativos al Cinturón de Peralta y Cordillera Central, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. Por tanto, a continuación se señalan solo aquellos que se ha 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.

Las primeras exploraciones sistemáticas tienen lugar durante el presente siglo con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan et al (1.921) para el Servicio Geológico de Estados Unidos y Bermúdez (1.949), entre otros, para la Dominican Seaboard Oil Company.

Durante las décadas de los años setenta y ochenta se observa un notable avance en los conocimientos geológicos de la República Dominicana ya que varios universitarios desarrollan tesis doctorales en la región, entre las que cabe señalar las de: Dolan (1.988) que estudia la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores); Mann (1.983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de la Española y Jamaica; Vespucci (1.986) 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 proporcionar su interpretación geodinámica.

Debido a la gran cantidad de investigadores de diferentes países y escuelas, se produjo una enorme proliferación de términos referentes a formaciones, por este motivo, el Servicio Geológico Nacional (SGN) realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional (1.984)

Una de las primeras cartografías geológicas de síntesis es la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1.966). Posteriormente, el Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1.991), elaboran otra síntesis geológica a la misma escala, pero con una calidad y detalle superior (SGN-BGR, 1991).

Asimismo, otra importante cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. a y b (1.991) para la Sociedad Geológica de América (nº 262) 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 Yayas de Viajama, entre otros cabe señalar los de Dolan et al., con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico, y Mc Laughlin et al, que estudian las series neógenas de las cuencas de Azua y Enriquillo.

También han sido de gran utilidad para la realización de la Hoja: las investigaciones geotérmicas de Olade (1.980), que es completada con la efectuada por el Servicio Geológico Nacional (1.984) en el área de Yayas de Viajama-Constanza; la tesis doctoral de Cooper (1.983) ha sido de gran interés para la estratigrafía de los materiales neógenos; el trabajo de Dolan (1.989), básico para el conocimiento estratigráfico de la serie paleógena; y la cartografía geológica a escala 1:100.000 de la Hoja de San Juan, elaborada por García y Harms (1.988) para el SGN.

2. ESTRATIGRAFÍA

Como se ha comentado en apartados anteriores, esta Hoja está constituida, mayoritariamente, por sedimentos cenozoicos, con la única excepción de las manifestaciones volcánicas cuaternarias que ocupan el sector NO. En resumen se pueden distinguir cuatro 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 de origen volcánico pertenecientes al sector Yayas de Viajama-Valle Nuevo. Constituyen uno de los rasgos más característicos de la región.
- Materiales cuaternarios de origen sedimentario, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores de forma irregular. Su origen es muy variado, aunque en todos los casos están ligados a un régimen continental.

2.1. Paleógeno

Aflora únicamente en la región montañosa del NE de la Hoja y se extiende ampliamente en las hojas vecinas de Padre las Casas, San José de Ocoa y Sabana Quéliz. En la Fig. 2.1.1. se ha representado la distribución de las principales litofacies del Grupo Peralta en la zona de estudio. A nivel insular, los materiales sedimentarios y metasedimentarios del flanco suroccidental de la Cordillera Central han sido interpretados como un fragmento de cuenca de retro arco e integrados en la Unidad Tectónica de Trois Rivières-Peralta (Mann et al, 1991). Este dominio, que se extiende a lo largo de 320 km en el flanco suroccidental de la Cordillera Central, es el mayor de los cinturones paleógenos de la Española. Presenta una intensa deformación, con predominio de pliegues y cabalgamientos de típica directriz NO-SE, encontrándose cabalgado por el Terreno

Tectónico de Tireo, cabalgando a su vez sobre el Terreno Tectónico de Presquile du Nord-Ouest-Neiba; los cabalgamientos se realizan a través de las zonas de falla de San José-Restauración y San Juan-Los Pozos, respectivamente.

Toda esta franja de materiales paleógenos se han depositado en un surco sedimentario muy subsidente, de orientación NO-SE, abierto hacia el Sureste y es conocida en la región como Cinturón de Peralta; su espesor original, muy difícil de estimar por los efectos de la tectónica regional, probablemente supera los 10.000 m. La presencia en su seno de una acusada discordancia ha permitido la individualización de dos grupos deposicionales mayores: Gr. Peralta y Gr. Río Ocoa (Dolan, 1988; Heubeck, 1988); en base a su abundante contenido faunístico (Biju-Duval et al, 1983; Lewis et al, 1987) han sido atribuidos al Eoceno y Eoceno superior Mioceno, respectivamente.

Su sustrato está constituido por el complejo volcano-sedimentario de arco-isla de la Fm. Tireo (Cretácico superior), como puede apreciarse en la zona de Culo de Maco (Hoja 6072-1V, Gajo de Monte); en esta zona se observa la disposición original en *onlap* de la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta sobre el Grupo Tireo; sin embargo, en la mayoría de los casos esta relación no es observable y el contacto entre ambos conjuntos tiene lugar mediante el cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Grupo Peralta (Hojas a escala 1:50.000 de Gajo de Monte y Padre Las Casas) o sobre el Grupo Río Ocoa (Hojas a escala 1:50.000 de Sabana Quéliz y San José de Ocoa).

El contacto de 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 inferior-Pleistoceno).

2.1.1. Eoceno inferior-superior

Tradicionalmente, en la bibliografía relativa al Grupo Peralta se han individualizado las formaciones Ventura, Jura y El Número (Dolan, 1989). En la Fig. 2.1.2. se ha confeccionado una columna sintética para el Grupo Peralta.

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

En la Hoja de Yayas de Viajama, el Grupo Peralta se encuentra muy bien representado, con numerosos cortes parciales de cierta calidad que han permitido establecer los rasgos básicos de su estratigrafía pese a la intensa deformación que han sufrido; entre aquéllos cabe señalar los de: Río Jura, Arroyo Ventura, Arroyo Viajama y Arroyo Prieto. Así, se han diferenciado la alternancia rítmica de margas, lutitas y areniscas

de la Fm. Ventura (unidad 1); las calizas tableadas de la Fm. Jura (unidad 3) y sus intercalaciones de conglomerados polimícticos (unidad 2); la alternancia rojiza de limolitas calcáreas, margas y margocalizas de las Capas rojas de Jura (unidad 4) y las margas de la Fm. El Número (unidad 5).

2.1.1.1. Formación Ventura (1) Alternancia rítmica de margas, lutitas y areniscas siliciclásticas. Eoceno inferior-medio.

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

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

Como se ha comentado anteriormente, los mejores cortes de esta formación se observan en el Arroyo Ventura (al N. de Peralta) y en el Arroyo Viajama (al N y E de esta localidad). En la Fig. 2.1.3. aparece representada la columna sintética de esta formación.

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 cuanto a los tramos de areniscas masivas, albergan niveles conglomeráticos en la base, con cantos de tamaño centimétrico cuyo origen son el Grupo Tireo y la propia Fm. Ventura. Los esporádicos niveles volcánicos poseen espesor de orden centi a decimétrico y carácter volcanoclástico.

Regionalmente se apoya discordantemente sobre el Grupo Tireo (Cretácico superior), hecho 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 esta sugerencia. Debido a ello, se desconoce su espesor que, en cualquier caso debe superar ampliamente los 1.000 m. En cuanto a su techo, está marcado por la aparición de los carbonatos de la Fm. Jura, aparición que se produce de forma neta.

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

En los tramos de areniscas masivas se han reconocido bases canalizadas muy laxas, aunque predominan las morfologías tabulares; también se han reconocido numerosas estructuras tractivas: huellas tractivas de base, laminación paralela, fenómenos de fluidificación y convolución de las láminas, estructuras de carga y pistas y *ripples* a techo, que sugieren su depósito en un contexto de lóbulo proximal con posible desarrollo de facies canalizadas o en relación con sistemas de canales turbidíticos. Los tramos de areniscas tableadas se han interpretado como facies de lóbulo en base a su granoclasificación positiva

y abundantes estructuras sedimentarias: laminación paralela, *ripples* (en ocasiones de tipo *climbing*), huellas tractivas de base (entre las que se reconocen *flute*, *crescent*, *grove* y *bounce cast*), colapsos de pequeña envergadura, deformaciones por carga, fluidificaciones, procesos de *slumping* y *pistas* de organismos pelágicos.

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 realiza a partir de flujos dirigidos preferentemente hacia el ESE y SE.

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

El pobre contenido fosilífero, restringido a radiolarios, espículas, *Globigerina sp.* y *Globorotalia (s.l.) sp.* no permite excesivas precisiones acerca de la unidad, cuyo techo queda acotado, en cualquier caso, por la atribución al Eoceno medio de la suprayacente Fm. Jura (unidad 2 y 3). Regionalmente, la Fm. Ventura alberga una considerable cantidad de fauna cretácica y paleocena que ha sido interpretada como una resedimentación (Lewis et al, 1987); en cualquier caso, las asociaciones observadas de foraminíferos planctónicos, radiolarios, nannoplancton calcáreo e icnofauna pelágica, han aconsejado su asignación al

Eoceno inferior y a la base del Eoceno medio (Dolan et al, 1991), sin que deba descartarse que sus términos inferiores pertenezcan al Paleoceno.

En los cortes efectuados a lo largo de los arroyos y cañadas que surcan la región NE se comprueba que resulta muy difícil reconstruir la geometría de los afloramientos de la Fm. Ventura como consecuencia de su constitución litológica y la intensa deformación sufrida. No obstante, se observan numerosos ejes de pliegues de tendencia NO-SE y ONO-ESE, con vergencias dominantes hacia el SO. En muchos de los casos el fuerte apretamiento provoca la creación de fallas inversas y cabalgamientos que han sido retocados por la acción de desgarres con orientación entre N-70°E y N-110°E.

2.1.1.2. Formación Jura (2). Conglomerados polimícticos de matriz calcárea. Eoceno medio

Los niveles conglomeráticos se han reconocido únicamente en la cabecera del Río Irabón y en las proximidades de Majagual, como intercalaciones en la base de la unidad. Aparecen en bancos de orden decimétrico a métrico, tratándose en algunos casos de brechas; su cemento calcáreo confiere tonos blancos al conjunto. Los cantos, de hasta 10 cm de diámetro, corresponden esencialmente a rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Gr. Tiro, así como a intraclastos carbonatados con fauna nerítica y cantos blandos margocalcáreos. Las capas poseen aspecto masivo y morfología tabular o canalizada, pudiendo observarse de forma ocasional estructuras de base deformadas por carga, estratificación cruzada, ondulada y ripples de oleaje.

2.1.1.3. Formación Jura (3) Calizas tableadas blancas. Eoceno medio

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

San José de Ocoa y Padre Las Casas) en posición equiparable a las de la Sierra de Neiba. En esta Hoja también se ha observado un pequeño afloramiento de rocas volcánicas, en las proximidades de Sajanoa, aunque no se ha individualizado en cartografía, debido a su reducido tamaño.

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, entre los que cabe destacar los existentes a lo largo del río Jura, Arroyo Viajama y Cañada de la Cabirma.

En general se trata de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden decimétrico (Fig. 2.1.4.). Esporádicamente, intercala niveles margosos de espesor equiparable al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. Localmente, se observan intercalaciones métricas de conglomerados polimícticos blancos, que sólo aparecen representados en el sector oriental de la Hoja. Esta litología aparece mejor representada en las Hojas a escala 1:50.000 de San José de Ocoa y Azua. Otro tanto puede decirse de los niveles basálticos submarinos hallados, diferenciados igualmente en la Hoja de San José de Ocoa. Aunque las calizas son la litología dominante, muestran toda una gradación en el contenido arenoso, hasta producirse ocasionalmente el paso al campo de las areniscas.

Localmente, a techo de la infrayacente Fm. Ventura se ha reconocido un horizonte rojizo de condensación sedimentaria que podría indicar la existencia de una discontinuidad deposicional; de cualquier forma, el contacto entre ambas tiene carácter concordante y neto. Por otra parte, el paso a las Capas rojas de Jura suprayacentes, se efectúa de modo gradual, mediante la intercalación de niveles lutíticos rojos y la progresiva disminución de los niveles calcáreos. Su espesor guarda una cierta uniformidad en la región, con valores del orden de 200 m.

Con mucho, los tipos petrográficos más abundantes son micritas y biomicritas (*wackestones*), con menor cantidad de *packstones* y *grainstones*, observándose bioesparruditas, por aumento en el tamaño de grano, y areniscas calcáreas, por incremento de la fracción arenosa. Los tipos micríticos poseen un contenido en ortoquímicos (micrita) de 60-90%, en tanto que los aloquímicos, integrados por fósiles, varían entre 10 y 40%, con eventual presencia de pelets (hasta 5%); se aprecian frecuentes venillas de calcita. En los tipos areniscosos, los terrígenos pueden alcanzar el 70%, mostrando una composición similar a la de las areniscas de la Fm. Ventura, diferenciándose de ellas por la mayor proporción de cemento calcáreo.

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

El depósito de la Fm. Jura tuvo lugar en ambientes de afinidad pelágica y su carácter extensivo, apreciable a nivel regional, apunta a un dispositivo en rampa carbonatada. Probablemente la cuenca presentaría una apertura hacia el Sureste semejante a la deducida para la Fm. Ventura. Los términos de plataforma carbonatada somera no se habrían conservado sino como intraclastos de calizas con fauna bentónica en el seno de los niveles conglomeráticos. La presencia de intercalaciones volcánicas, en la vecina Hoja de Azua, denuncia inestabilidad en la cuenca, relacionada probablemente con la aproximación y posterior colisión entre el arco isla de La Española y la plataforma de Las Bahamas.

El contenido faunístico es muy alto, llegando a constituir más del 60% de algunas muestras, destacando los Foraminíferos planctónicos. En particular, la presencia de *Morozowella spinulosa* (Cushman), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globigerapsis* sp., *Globigerina* af. *senni* (Beckman), *Orbulinoides* af. *beckmanni* (Saito) y *Turborotalia* sp., entre otros, ha permitido la asignación de la unidad al Eoceno medio, sin que deba descartarse la

posibilidad de que sus términos más altos pertenezcan al Eoceno superior. Además se han encontrado restos de Radiolarios, espículas, Rotálidos, Algas rojas, Briozoos, Miliólidos, Lagénidos, Moluscos, Equinodermos, Nannoplancton y Ostrácodos, que en parte pueden corresponder a resedimentaciones.

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

2.1.1.4. Capas rojas de Jura (4). Limolitas calcáreas, margas y margocalizas rojas. 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). Regionalmente posee una considerable superficie de afloramiento, aflorando en cinco de las hojas que constituyen el presente proyecto: Padre Las Casas, Sabana Quéliz, San José de Ocoa, Azua y ésta aquí estudiada de Yayas de Viajama. El límite norte lo constituye el valle del río Las Cuevas y se extiende hacia el S y SE siguiendo las directrices estructurales regionales, hasta la zona costera de Azua. Debido a su buena continuidad y a su color rojizo, constituye un buen nivel guía, lo cual ha aconsejado su individualización cartográfica, ver Fig. 2.1.4.

Dentro de la Hoja se han observado buenos afloramientos en los cortes de los ríos Jura, Ventura, Viajama, Tábara y Palacio, con potencias máximas del orden de un centenar de metros. Desde un punto de vista litológico, la unidad se caracteriza por una alternancia entre limolitas rojizas y grises y calizas blancas en niveles de orden centimétrico a decimétrico, con predominio de las primeras, así como por 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.

Como ya se ha comentado anteriormente, en la Hoja de Yayas de Viajama los materiales del Cinturón de Peralta cubren el tercio NE de la misma, siendo este sector de muy difícil acceso. Por este motivo, las mejores vías de penetración la constituyen los

arroyos y ríos que surcan la zona. Además, la intensa vegetación que cubre la región, dificulta también la cartografía geológica. A este respecto, ha resultado de gran ayuda la cartografía de estos “niveles rojos” ya que suelen ser un buen nivel guía. No obstante, se ha observado que esta unidad aparece peor representada en los sectores más septentrionales, mientras que hacia el SE, en la Hoja de San José de Ocoa, alcanza un gran desarrollo areal.

En los cortes de los arroyos de Tábara y Palacio se han observado algunas estructuras sedimentarias, más abundantes hacia la base de la unidad, y sobre todo en las asociaciones de facies de predominio carbonatado. Estas son: 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. En conjunto, las Capas rojas de Jura se interpretan como una serie de condensación desarrollada en ambientes de afinidad pelágica. El color rojo deriva probablemente de la concentración de óxidos de hierro y de sulfuros metálicos oxidados y, en parte posiblemente, de la resedimentación de horizontes edáficos rojos. Caracterizan el tránsito de ambientes de rampa carbonatada distal a contextos de cuenca pelágica con sedimentación turbidítica, característicos de la Fm. El Número.

En las muestras estudiadas al microscopio se comprueba que estas calizas son mayoritariamente biomicritas (wackestones) y en menor medida micritas, con un contenido en aloquímicos variable entre el 12% y el 20%, casi exclusivamente fósiles, con trazas de óxidos de hierro y sulfuros metálicos. Entre los restos faunísticos encontrados abundan Globigerínidos, Radiolarios, Equinodermos, Ostrácodos, Textuláridos y espículas, la asociación de *Globigerina af. senni* (Beckman), *Globigerina af. venezuelana* (Hedberg), *Morozowella af. spinulosa* (Cushman), *Turborotalia sp.*, *Globigerinatheka index* (Finlay), *Globigerinatheka mexicana kugleri* (Bolli, Loeblich y Tappan) y *Orbulinoides beckmanni* (Saito), ha permitido su asignación al Luteciense superior, precisión acorde con su inclusión en el Eoceno medio-superior en el resto de la región.

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

2.1.1.5. Formación El Número (5). Alternancia de margas grises y marrones y niveles turbidíticos calcáreos. 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 el 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 ella hayan sido atribuidos a alguna de éstas. En cualquier caso, equivale, al menos en parte, a las Fms. Plaissance de Vaughan (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. En la Fig. 2.1.5. se ha representado la columna sintética de esta formación.

Posee una amplia extensión de afloramiento en la región, especialmente en la Hoja contigua de San José de Ocoa, donde además alcanza una representación estratigráfica más amplia. El corte tipo se encuentra situado en la trinchera de la carretera de Santo Domingo-Azua en la Sierra del Número, dentro de la Hoja de Azua. En la Hoja aquí estudiada, los mejores afloramientos se localizan en el sector oriental, concretamente en los alrededores de la localidad de Peralta y en la cabecera del Arroyo Sonador. En general se trata de una monótona sucesión margosa que intercala niveles turbidíticos decimétricos de areniscas, calizas y calcarenitas. Estos delgados niveles destacan por su mayor resistencia a la erosión y suelen estar espaciados a intervalos superiores a un metro. Los espesores medidos en la Hoja son del orden de 150 m a 400 m, muy inferiores a los

observados en la Hoja de San José de Ocoa y Sabana Quéliz (≥ 3.000 m). En los afloramientos cercanos a Peralta se observa que estas intercalaciones de calizas y extremo NE de la Hoja, en el corte de Sabana de San Juan a El Gajo, se aprecia una mayor proporción en las intercalaciones de areniscas y calizas, entre la sucesión de margas grises, marrones y caquis.

El paso a las infrayacentes Capas rojas de Jura (unidad 4) tiene carácter gradual, produciéndose la desaparición de las areniscas tienen muy poco espesor individual, apenas unos 2 cm. Sin embargo, en el intercalaciones de calizas y los tonos rojizos que caracterizan a aquellas a favor del contenido margoso y las tonalidades grisáceas y marrones de la Fm. El Número; este tránsito es perfectamente visible al norte del área estudiada en las proximidades de la confluencia entre el Río Las Cuevas y el Arroyo La Vaca. Por otra parte, la naturaleza discordante de la suprayacente Fm. Ocoa no es visible en la Hoja (obviamente), siendo deducible a nivel regional por su contacto cartográfico, como confirma el afloramiento del río Ocoa, inmediatamente al Norte del Monte de Méndez, en la Hoja a escala 1:50.000 de Azua.

Como se ha señalado, el tramo inferior de la Fm. El Número, que alcanza 500 m de espesor, es una alternancia de carácter diluido entre margas y areniscas, de modo que la proporción de éstas no suele superar el 10%; es también el término general de la Formación, en la que ascendiendo en la serie se observan intercalaciones que permiten establecer, al Este de la región, los dos tramos citados anteriormente (intermedio y superior). El tramo intermedio, cuyo espesor alcanza 1.500 m, se caracteriza por el desarrollo de hasta ocho megacapas carbonáticas, de gran continuidad lateral y expresión morfológica; en ellas se distingue un término desorganizado inferior, de orden decamétrico, y un término superior calcarenítico, de orden métrico. Por lo que respecta al tramo superior, con una potencia preservada de hasta 1.000 m, se caracteriza por la intercalación de hasta cuatro niveles de calizas bioclásticas y calcarenitas.

En las muestras seleccionadas para lámina delgada se observan calizas recristalizadas, biomicritas y areniscas. Las biomicritas son de tipo "mudstone" y presentan también algunas vetillas de calcita recristalizada y cuarzo cristalino. Las areniscas tienen una gran similitud con las de la Fm. Ventura, con tamaños de grano variables desde (0,1-3 mm), y pudiendo clasificarse como litareniscas feldespáticas.

Predominan los fragmentos de rocas volcánicas (40-50%), con una elevada proporción de plagioclasas (30-40%) y moderada de cuarzo (10-15%); la matriz está integrada por filosilicatos, en una proporción inferior al 10%, con sulfuros (1%), micas (1%) y turmalina (trazas) como accesorios.

Los niveles de areniscas turbidíticas muestran geometría claramente tabular, granoclasificación positiva y abundantes estructuras sedimentarias, consistentes en laminación paralela, huellas tractivas de base (*flute cast* mayoritariamente), estructuras por deformación de carga, *convolute lamination*, fluidificación, *ripples* (a veces de tipo *climbing*) y eventuales desarrollos de carga residual con cantos blandos e intraclastos clacáreos, 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 acuñaientos de las facies de plataforma carbonatada hacia el SE parecen confirmar 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 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; entre ellos, la asociación de *Globigerina sp.*, *Acarinina sp.*, *Turborotalia af. gr. cerroazulensis* (Cole) y *Globigerapsis sp.* (dudoso), ha sugerido su asignación al Eoceno medio-superior. De cualquier manera, las

Capas rojas de Jura y la Fm. 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 estructuras sinclinales del sector suroriental 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. Por el contrario, en el sector noroccidental, la Fm. El Número se dispone a modo de rampa sumergida hacia el Noroeste bajo el Grupo Tireo. En cualquier caso, su grado de deformación resulta muy superior al observable regionalmente sobre la discordancia de base del suprayacente Grupo Río Ocoa, denunciando un importante periodo deformativo inmediatamente posterior a su depósito.

2.1.1.6. Grupo Ocoa (6). Margas y fangos arenosos con intercalaciones de turbiditas calcáreas y siliciclásticas. Eoceno superior

En la Hoja de Yayas de Viajama, el Grupo Río Ocoa aparece muy poco representado, limitándose a un pequeño afloramiento en la esquina SE de la misma, en las inmediaciones del río Irabón. Estos materiales pertenecen a la Fm. Ocoa que es la más antigua de las tres distinguidas por Heubeck, 1988: Fms. Ocoa, El Limonal y Majagua.

- La Fm. Ocoa (Eoceno superior) puede alcanzar 3.000 m de espesor y posee una gran heterogeneidad. Predominan las litologías pelíticas que intercalan delgados niveles siliciclásticos, observándose asimismo niveles conglomeráticos y carbonatados, si bien su rasgo más característico es la presencia de masas olistostrómicas entre las que se encuentran olistolitos que pueden alcanzar dimensiones kilométricas.
- La Fm. El Limonal (Oligoceno) está constituida fundamentalmente por conglomerados de hasta 4.000 m de potencia que pueden apoyarse directamente sobre la Fm. Tireo.
- La Fm. Majagua (Mioceno inferior) posee una gran heterogeneidad litológica, con presencia de calcarenitas, areniscas siliciclásticas y conglomerados, pudiendo llegar a 3.500 m de espesor.

Como se ha comentado anteriormente, la Formación Ocoa está muy escasamente representada en la Hoja, constituyendo la terminación occidental de los extensos

afloramientos que aparecen en la vecina Hoja de San José de Ocoa. Se trata de una serie turbidítica de aspecto desorganizado constituida por areniscas y limos fangosos de colores gris-marrónáceo en superficie y con aspecto rítmico. Estos materiales se sitúan junto al límite oriental de la Hoja y aparecen en el frente de cabalgamiento del Grupo Peralta sobre esta propia unidad (Ocoa).

2.2. Neógeno

Los materiales neógenos afloran ampliamente a lo largo de la Hoja, salvo en el sector NE, ocupando lo que se ha denominado como Cuenca de Azua. La Cuenca de Azua ocupa las tierras bajas localizadas entre la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, estando rellena por una potente serie sedimentaria de entre 2.000 m y 4.000 m de espesor, con rocas de origen marino y continental, ver Fig. 2.2.1.

La Cuenca de Azua ha sido definida por Mann et al. (1991c) como una depresión tectónica "ramp valley". Se extiende por un área donde se encuentran las poblaciones de San Juan y Azua en el Noroeste y Este, respectivamente, y Canoa en el Sur. La parte Noroeste de la Cuenca situada entre San Juan y Hato Nuevo se ha denominado Valle Alto de los Ríos Yaque del Sur y San Juan, mientras que en el Sur, la zona comprendida entre la Sierra de Neiba y la Sierra de Martín García se le ha llamado, Valle Bajo del Río Yaque del Sur.

En la Fig. 2.2.1. se han representado las formaciones neógenas, de ellas, cuatro son unidades estratigráficas marinas y una es continental, distinguiéndose en los sedimentos neógenos, de la Hoja de Yayas a Viajama: la Formación Sombrerito, la Formación Trinchera, la Formación Florentino, la Formación Arroyo Blanco y la Formación Arroyo Seco.

Los materiales neógenos están plegados en una serie de anticlinales y sinclinales fallados, con dirección NO-SE, E-O.

El contacto con los materiales paleógenos cruza la Hoja en sentido NO-SE y se produce mediante una sucesión de cabalgamientos, con frecuencia retocados por desgarres.

2.2.1. Mioceno

En el Mioceno se han individualizado tres formaciones: Sombrerito, Trinchera y Florentino que a continuación se describirán detalladamente.

2.2.2.1. Formación Sombrerito (7). Calizas blanquecinas, margocalizas y margas azul-grisáceo.

El Mioceno inferior-medio está representado por la Formación Sombrerito. Esta es una formación carbonatada y detrítica que constituye la base de los sedimentos neógenos existentes en la Cuenca de Azua, su espesor supera los 500 m.

La Formación forma los flancos de la Sierra de Neiba y la totalidad de la Sierra de Martín García, la Loma de la Vigía y el "basamento" sobre el que se colocan el resto de las potentes secuencias detríticas neógenas de la Cuenca de Azua.

La localidad tipo de la Formación fue propuesta por Olsson en Bermúdez (1949) en el Arroyo de Sombrerito, situado en el extremo Este de la Sierra de Neiba (en el sector occidental de la Hoja), posteriormente la formación ha sido estudiada en trabajos paleontológicos por Tjalsman y Bowin (1975), Doreen (1975) y Breuner (1985). En estudios estratigráficos, sedimentarios y paleontológicos por Mc Laughlin et al. (1991) y desde un punto de vista estructural y tectónico por Mann et al. (1991).

Es una formación carbonatada-detrítica, si bien las características de litofacies y de ambiente de sedimentación varían a lo largo de la Cuenca de Azua. La formación se depositó entre el Mioceno más inferior (incluso puede que esté representado el Oligoceno superior) y el Mioceno superior.

Se encuentra en los núcleos de los anticlinales que forman las Sierras de Martín García y la Loma de la Vigía y en el flanco Norte de la Sierra de Neiba (Arroyo de los Baos) en el borde de la Hoja. El espesor es desconocido ya que no se ha observado su base, si bien en afloramiento supera los 60 m. Son principalmente margas grises y negras que tienen intercaladas areniscas. El espesor de las areniscas varía desde algunos decímetros a 1 m. Las areniscas son de naturaleza calcárea o silíceas teniendo incluso clastos metamórficos, están dispuestas en estratos de base casi tabular con "flutes" y cantos blandos, interiormente presentan secuencias de Bouma. Otras veces las areniscas tienen aspecto desorganizado (debris flow), encontrándose en ellas restos de gasterópodos y corales.

Las muestras recogidas señalan la presencia de *Globigerinatella insueta* (Cushman y Stainforth), *Globigerinoides bisphericus* (Todd) y *Globigerina angulisuturalis* (Bolli), las cuales pertenecen a la subzona N7 de Blow (1976) que equivale a un Mioceno inferior.

La presencia de margas grises con microorganismos plantónicos y bentónicos de ambiente marino profundo, y de areniscas con estructuras sedimentarias propias de corrientes turbidíticas, donde se localiza fauna resedimentada, nos indican un medio sedimentario marino profundo, rellenado mediante lóbulos turbidíticos.

En el flanco Norte del Valle de San Juan, la base de la Fm. Sombrerito no la forman margas y areniscas turbidíticas, sino materiales que contienen una asociación faunística propia de un medio marino somero, representada por ostracodos del género *Brocithereis deformis* que es equivalente a la subzona N6 (Mioceno inferior) representada por *Catapsydrax stainforthi* (Bolli, Loeblich y Tappan). Hacia techo y de una forma gradual estos sedimentos margosos dan paso a depósitos calizo-margosos que constituyen una «alternancia de calizas tableadas con sílex y margas», estos materiales son más abundantes en el afloramiento próximo al cruce de las Yayas, donde aparecen conformando un anticlinal cabalgante hacia el SO.

Las calizas tableadas están formadas por estratos de un 1dm de espesor, cuya composición varía de "wakestone a packstone" según la clasificación de Dunhan (1962) superpuestos unos a otros o separados por capas centimétricas de margas grises. Los estratos tienen un aspecto algo ondulado, adoptando a veces aspecto masivo, interiormente pueden mostrar una estratificación cruzada muy tendida, no siendo infrecuentes las bandas

centimétricas y nódulos de sílex más o menos paralelas a la estratificación. En los techos de los estratos a veces se observan costras ferruginosas "hard grounds».

En la Sierra de Neiba, dentro de la Hoja de Yayas de Viajama y en otros puntos situados al Norte de la Cuenca de Azua, esta unidad no se encuentra representada mediante las facies propias de plataforma externa, sino con características marinas más someras, propias de la plataforma marina interna, como es una alternancia de tramos margosos y de calcarenitas de color crema.

Las calcarenitas son ricas en los fósiles (biocalcarenitas) característicos de una plataforma marina somera, como son ostreas, gasterópodos, corales y pelecípodos en general. Los cuerpos calcareníticos tienen bases canalizadas y presentan clara estratificación cruzada de surco y planar. Los tramos margosos muestran una intensa bioturbación.

En el extremo Este de la Sierra de Neiba (Hoja de Yayas de Viajama) el techo de la Formación Sombrerito no lo forman las margas pertenecientes al Miembro Gajo Largo, sino arenas rojizas ricas en granos de cuarzo, calizas micritas finamente tableadas y capitas de yeso, las cuales se depositaron en un medio marino muy somero. Estas facies muy someras se encuentran a techo de las calcarenitas y margas depositadas en una plataforma interna, descritas en la unidad anterior de la Formación Sombrerito.

En resumen se puede decir que la Fm. Sombrerito, depositada entre el Mioceno más inferior y el Mioceno superior no es homogénea a lo largo de toda el área de su sedimentación, ni a lo largo del tiempo. Así se comprueba que en las áreas situadas al Norte de la Cuenca de Azua, se encuentran materiales sedimentados en ambientes más someros que los situados al Sur. Igualmente se ve que a lo largo del tiempo la Fm. Sombrerito, en zonas meridionales, durante el Mioceno inferior es detrítica con facies turbidíticas, en el Mioceno medio es carbonatada con sedimentos propios de plataforma externa, y en el Mioceno superior la Fm. vuelve a ser detrítica con facies turbidíticas. Sin embargo en el Norte de la Cuenca de Azua durante el Mioceno medio, se depositan carbonatos propios de plataforma interna y durante el Mioceno superior tiene lugar una sedimentación marina muy somera y restringida.

2.2.1.2. Formación Trinchera (8). Alternancia de areniscas, conglomerados y margas.

Esta formación se encuentra en toda la Cuenca de Azua y aflora en el Valle Alto de los ríos Yaque del Sur y San Juan y en el Valle Bajo del Yaque del Sur. En esta Hoja aflora exclusivamente en el sector NO, existiendo buenos cortes en el arroyo que desciende desde La Guajaca hasta Trinchera. El muro de la formación está constituido por los materiales de la Formación Sombrero si bien a lo largo de la Hoja todos los contactos están fallados no siendo posible su observación.

Las primeras referencias a esta formación se deben a Dahm (1941). Posteriormente, Olsson en Bermúdez (1949) la definió formalmente. Esta formación fue definida en las orillas del alto Yaque del Sur, si bien los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la carretera Azua-Barahona (Hoja de Vicente Noble), entre las poblaciones de Fondo Negro y Canoa. Así estos materiales fueron denominados Fm. Fondo Negro por Cooper (1983), aunque, como posteriormente demostró Mc Laughlin et al. (1991), pertenecen a la Formación Trinchera. Los espesores de esta formación son muy variables, desde 1000 hasta 2.700 m.

El tránsito entre las Formaciones Trinchera y Sombrero es difícil de observar debido a que suele estar recubierto por depósitos cuaternarios o afectado por fallas. Sin embargo este tránsito es gradual como se ve en algunos puntos de la Hoja de Vicente Noble (cerca de Canoa) y en la Hoja de Pueblo Viejo.

La Formación Trinchera está formada por arcillas, limos, areniscas y conglomerados. En ella se observa un aumento de granulometría de base hacia techo, de modo que en las partes más bajas predominan arcillas y limos, mientras que las areniscas y conglomerados aparecen en los tramos más altos de la formación. También se observa que en las zonas situadas al norte de la cuenca de Azua, los materiales de granulometría gruesa son más abundantes que en el sur de la cuenca. La Formación Trinchera tiene un claro carácter energético creciente.

La base de la formación se caracteriza por la presencia de facies detríticas finas. Así la parte más inferior, está formada por una rítmica alternancia de capas de arcilla gris-negra con limos y areniscas de grano fino, donde predomina la arcilla. El espesor de las capas varía entre 1 y 30 cm. con una media de 8 a 10 cm, muestran granoselección siendo frecuentes las secuencias de Bouma Tb-e y Tc-e. Las capas de arenisca más potentes son

de gran extensión lateral y muestran una base plana con "flutes y groove casts". En su techo presentan estratificación "convolute" y alineaciones de fragmentos de plantas. El conjunto de los materiales situados en la base de la formación corresponden a la facies D de la clasificación de Mutti y Ricci Lucchi (1972), deduciéndose que su medio deposicional corresponde a la parte más externa de un abanico submarino.

Hacia techo de la Fm. Trinchera se encuentran sedimentos con igual proporción de areniscas y arcillas grises, siendo la granulometría de las areniscas algo más gruesa. En este tramo todavía se mantiene la alternancia de arcillas y areniscas, si bien es frecuente encontrar capas de arenisca con un mayor espesor que en el tramo basal. Estas capas de arenisca tienen una base ligeramente canalizada, y manifiestan variaciones de espesor a la escala de afloramiento, no siendo apreciables las variaciones de granulometría. Se ha interpretado el tramo como correspondiente a las facies B y D de Mutti y Ricci Lucchi (1972), identificando las areniscas de mayor espesor como canales pertenecientes a las partes medias de un abanico submarino.

El tramo superior de la Fm. Trinchera se caracteriza por un claro predominio de areniscas y conglomerados respecto a la presencia de arcillas grises.

En este tramo superior las areniscas forman cuerpos de hasta 2 m de espesor, son ricas en arcilla y están intercaladas entre limos y conglomerados. Las capas más finas muestran granoclasificación y secuencias de Bouma Ta-e, con estructuras "dish" en la base y cantos blandos en el techo, aunque también se los encuentra en el plano de unión de las capas. No son infrecuentes la presencia de finas alternancias de arcillas y areniscas, así como la de conglomerados con base erosiva y granoclasificación normal e inversa.

Un tipo de depósito distinto a los descritos aparece, en el tramo superior de la Formación Trinchera, es el formado por "debris flows". Éstos consisten en areniscas y conglomerados desorganizados dentro de una matriz arcillosa, los cantos que pueden tener hasta 10 cm son de tonalita, metacuarcita, gabro, esquistos y calizas, encontrándose también gasterópodos y fragmentos de corales.

Las litofacies que forman el tramo superior de la Fm. Trinchera se han interpretado como pertenecientes a las facies A, F y B de la clasificación de Mutti y Ricci Lucchi (1972), los cuales se depositarían en las partes más internas de un abanico submarino.

El estudio petrográfico de las areniscas de la Fm. Trinchera, indica que tienen una abundante matriz de arcilla y que son fundamentalmente feldespáticas con una importante proporción de cuarzo, estando cementadas por calcita. Otros constituyentes menores son chert, epidota, clorita, biotita, piroxenos y anfíboles.

Los foraminíferos plantónicos hallados en la Fm. indican que su edad se extiende desde el Mioceno medio hasta el Plioceno inferior. Así se ha localizado en su parte más basal la presencia de *Globorotalia acostaensis* (Blow) que señala la subzona N16, *Globorotalia humerosa* (Takayanagi y Saito) la subzona N17 (Mioceno superior) y el techo viene indicado por *Globorotalia margaritae* (Bolli) N18 (Plioceno inferior). Los foraminíferos bentónicos encontrados reflejan una transición desde un ambiente batial medio marcado por la presencia de *Eggerella propinqua*, *Uvigerina hispida* y *Pyrgo murrhina*, a una zona batial alta, indicada por la existencia de *Cassidulina subglobosa* (Brady) y *Uvigerina peregrina* (Cushman).

Tanto las litofacies como las biofacies de foraminíferos bentónicos indican que la Fm. Trinchera fue depositada en un ambiente progradante y somerizante mediante abanicos submarinos).

2.2.1.3. Formación Florentino (9). Calizas arrecifales

Esta formación aparece muy escasamente representada en la Hoja, aflorando únicamente en el sector occidental de la misma, donde constituyen pequeños cerros o “cabezos” que se sitúan a techo de los materiales de la Fm. Trinchera. Mc Laughlin et al (1991) consideran que esta unidad puede corresponder (aunque con reservas) a olistolitos dentro de la propia Fm. Trinchera. Se trata de unas calizas tableadas de tipo arrecifal de color blanco-crema estratificadas en bancos de unos 0,2-0,6 m de espesor individual que en conjunto pueden llegar a tener espesores de apenas 30-40 m.

Se han tomado sendas muestras en esta unidad (AG-9219 y AG-9237); ambas pueden clasificarse como biomicritas con textura de tipo “wakestone-packstone”, indicando un ambiente sedimentario de plataforma somera, de submareal a intermareal. En el caso concreto de la muestra AG-9237 se observan las algas incluso en muestra de mano y también restos de corales con estructuras radiales.

2.2.2. Plioceno

2.2.2.1. Formación Arroyo Blanco (10). Conglomerados oscuros y margas

La Formación Arroyo Blanco tiene un espesor aproximado de 700 m. Esta formación fue definida por Olsson en Bermúdez (1949), en el arroyo Blanco situado al este del pueblo de Quitacoraza (Hoja de Vicente Noble), definiéndola como una sucesión de conglomerados y areniscas. Sin embargo la mejor representación de la formación se encuentra en el arroyo de las Lajas, que se localiza dentro de la Hoja de Pueblo Viejo (Mc Laughlin et al. 1991)

En esta Hoja (Yayas de Viajama) la formación aflora a lo largo de la mitad occidental de la misma, estando en parte recubierta por la formación Arroyo Seco. La formación se apoya sobre los materiales de la Fm. Trinchera.

La Fm. Arroyo Blanco forma una secuencia granocreciente, cuya base, de un espesor aproximado de 200 m, está formada por areniscas arcillosas con estratificación cruzada, arcillas, limos muy bioturbados y corales. Los corales, muchos de ellos del género *Porites*, unas veces están en posición de vida, en estratos que llegan a 1 m de espesor y otras veces se encuentran dentro de cuerpos canalizados asociados a gasterópodos y bivalvos de los géneros *Bulla*, *Strombus* y *Turritella*. El resto de la formación lo constituyen ciclos granodecrecientes de conglomerados, areniscas, limos y arcillas.

Los ciclos tienen un espesor que varía de 2-14 m. La base de cada ciclo está marcado por una base erosiva, sobre la que se apoyan conglomerados poligénicos o areniscas con estratificación cruzada y fragmentos de conchas. Sobre ellas hay areniscas más finas ricas en arcilla. El techo del ciclo lo forman limos y arcillas finamente laminados, que a veces están intensamente bioturbados, incluso, en algún estrato arcilloso, hay moldes de raíces.

Aunque en la base de la Fm. Arroyo Blanco se encuentren foraminíferos planctónicos y bentónicos que sirven para datar y caracterizar el ambiente de sedimentación, sin embargo, el estudio de la misma lo realizó Mc Laughlin et al. (1991) mediante ostrácodos ya que se encuentran desde la base de la formación hasta el techo, hallando equivalencias entre las faunas de foraminíferos y ostrácodos. Así encuentra en la base de la formación el ostrácodo *Radimella confragosa*, que es equivalente a las

cronozonas N17, N18 y N19 (Bold, 1983, 1988) de foraminíferos plantónicos, es decir Mioceno superior-Plioceno inferior-medio. Los foraminíferos bentónicos situados en la base de la formación indican un ambiente sedimentario nerítico.

Al realizar la cartografía de la presente Hoja, se ha podido comprobar que la edad de la Fm. Arroyo Blanco puede ser más antigua, llegando al Mioceno Medio. Así en la serie levantada al norte del "Cruce del Quince" de Azua, se ha encontrado fauna de foraminíferos, dentro de varias capas de arcilla grises, que nos precisa esta edad, entre éstas cabe citar: *Globorotalia fohsi* (Cushman y Ellisor), *Globorotalia lobata* (Bermúdez), *Globorotalia obesa* (Bolli), *Globorotalia peripheroronda* (Blow y Banner), y *Globorotalia mayeri* (Cushman y Ellisor). De aquí se deduce que la Fm. Arroyo Blanco es coetánea de las Fms. Quitacoraza y Trinchera, a las cuales pasa de un modo gradual.

Desde la mitad de la formación hacia el techo, la fauna está compuesta exclusivamente por géneros de ambiente marino somero o marginal como son los foraminíferos de los géneros *Elphidium* y *Ammonia*, cuanto más alto se está en la formación predominan especies de agua más salobre y en la parte más alta no suele encontrarse fauna.

La Formación Arroyo Blanco representa el tránsito de una sedimentación marina nerítica a una fluvial deltaica. Las litofacies y biofacies sugieren un tránsito desde una plataforma marina dominada por depósitos clásticos con algunos arrecifes de corales dispersos, a un complejo deltaico progradante caracterizado por ciclos granodecrecientes.

2.2.2.2. Formación Arroyo Blanco (11). Calizas arrecifales

Estos materiales afloran exclusivamente en el sector NO de la Hoja, en la Loma de la Jarda, donde constituyen un crestón subvertical de orientación NO-SE, que se extiende desde la confluencia de la Cañada de la Salsa con Arroyo Viajama. Tal y como se ha descrito en la vecina Hoja de Padre Las Casas, se trata de una unidad arrecifal que constituye un cambio lateral de facies de la unidad más representativa de la formación, descrita en el apartado anterior. En la trinchera de la carretera de Padre Las Casas a Las Yayas se han observado restos de arrecifes coralinos bien dispuestos en posición de vida o también como restos, resedimentados. Estos depósitos se han relacionado con complejos de arrecifes construidos durante el Plioceno en las proximidades de la línea de costa,

parcialmente desmantelados, cuyos fragmentos serían distribuidos y acumulados por corrientes litorales.

En muestra de mano se observa que se trata de unas calizas bioclásticas de color crema dispuestas en bancos de espesores decimétricos a métricos y que en conjunto podrían presentar una potencia variable entre 100 y 200 m. En las muestras estudiadas AG-9263; 9264 y 9265 se han descrito numerosos restos de algas calcáreas (coralináceas). Además en el caso concreto de la muestra AG-9265, tomada en la parte culminante del Cerro de La Jarda, se han observado, además de las algas citadas, algas cianofíceas. En general representarían ambientes de plataforma somera de submareal a intermareal, y barras de plataforma para la muestra AG-9263.

2.2.2.3. Formación Arroyo Blanco (12). Margas

Estos materiales presentan una facies local y característica dentro de la formación Arroyo Blanco, ya que sólo se han reconocido en el sector NO de esta Hoja, y en la vecina Hoja de Padre Las Casas, pero no en la región de Azua. Los mejores cortes se localizan en la carretera Yayas de Viajama a Padre Las Casas, al sur del paraje de Los Pozos Arriba.

Se trata de una sucesión margosa de colores pardos y grisáceos que intercala niveles de areniscas, corales y pequeñas hiladas de yeso. En el campo corresponde a un “blando” morfológico, dando lugar a una zona de suave relieve cubierta de suelos. Solo se observan pequeños cortes parciales en la trinchera de la carretera y en el Arroyo Viajama que han quedado al descubierto después del paso del Ciclón “Georges”. Estructuralmente estos materiales definen, en los afloramientos de la Hoja vecina, un pequeño sinclinorio de orientación NO-SE. Esta estructura parece estar algo desplazada (hacia el sur) por una serie de fracturas norteadas que quedan enmascaradas por los afloramientos de rocas volcánicas cuaternarias. El espesor es muy reducido y difícil de evaluar debido a las condiciones de afloramiento, estimándose valores inferiores a 200 m.

Estos niveles margosos presentan un gran contenido paleontológico que incluye Foraminíferos, Radiolarios, Gasterópodos, Equinodermos y Coralarios. La asociación de *Orbulina universa* D'Orbigny, *O. suturalis* Bronnimann, *Globorotalia gr. menardii* (D'Orbigny), *G. gr. tumida-pleiotumida* Banner y Blow, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. ruber* (D'Orbigny), *Globigerina af. bulloides* (D'Orbigny), *Amphistegina af. lessonii* (D'Orbigny),

Cibicides af. refulgens (Monfort), *Sigmoilina coelata* (Costa) y *Planulina af. wullerstorfi* (Schwager) señala el intervalo Mioceno superior-Plioceno para el depósito de la unidad, habiéndose enmarcado exclusivamente en el Plioceno por su relación con las restantes unidades de la zona. En lo que se refiere a las areniscas, presentan morfologías tabulares, con huellas de deformación por carga y laminación paralela y “ripples”.

Los niveles coralinos corresponden principalmente a brechas aunque también a calizas con corales, crecimientos coloniales e individuos aislados. Se interpretan como facies de bahía, ocasionalmente restringida, como indica la presencia de evaporitas. La evolución vertical de la unidad muestra una constante lucha de los Corales por colonizar los fondos, cuyos intentos serían abortados por la entrada de depósitos terrígenos en la cuenca. Representan ámbitos muy particulares dentro del dispositivo sedimentario de la Fm. Arroyo Blanco.

2.2.3. Plioceno-Pleistoceno

2.2.3.1. Formación Arroyo Seco (13) Conglomerados

La Formación Arroyo Seco está compuesta por conglomerados y en menor medida por areniscas y algunos limos. El espesor de la formación supera los 100 m.

Se encuentra apoyándose sobre la Fm. Arroyo Blanco, pasándose de una a la otra de un modo gradual. En la Hoja de Yayas de Viajama, aparece ampliamente representada en el sector SO, donde forma los relieves entre el Río Yaque del Sur y Los Toros.

La formación está compuesta por la superposición de cuerpos canalizados con base fuertemente erosiva y no gran extensión lateral. Los cuerpos son de espesor variable entre 1-5 m, estando formados por cantos y bloques cuyo tamaño medio es de 1-2 dm, siendo el máximo superior a 1 m. Los clastos están redondeados, e imbricados y presentan estratificación cruzada, principalmente de surco. Algunos cuerpos conservan una granoclasificación positiva, encontrándose el techo formado por gravas y arena gruesa e incluso limos. En puntos excepcionales, se encuentran pequeños niveles calcáreos de caliches, originados por procesos edáficos. La naturaleza de los cantos es principalmente caliza, pero tampoco escasean los de origen plutónico (granitoides), volcánico y metamórfico (esquistos).

La Formación Arroyo Seco debe su origen a corrientes fluviales, organizadas mediante canales trenzados. No se ha encontrado en la formación fauna determinativa para datarla, pero al estar situada por encima de la Fm. Arroyo Blanco, cuyo techo tiene edad Plioceno medio y por debajo de los depósitos claramente cuaternarios que la recubren, se le atribuye una edad que se extiende desde el Plioceno superior al Pleistoceno inferior.

2.3. Cuaternario

2.3.1. Volcanismo cuaternario

En la Hoja de Yayas de Viajama destaca la gran profusión de centros de emisión de edad pliocena y cuaternaria, sobre todo en el sector NO de la Hoja, siendo visibles muchos de ellos desde la carretera a Padre Las Casas. Estos materiales ya habían sido puestos de manifiesto desde los primeros trabajos de Vaughan et al. (1921). Posteriormente han sido numerosos los autores que han tratado este tema desde diferentes puntos de vista, entre otros hay que destacar los trabajos de Olade (1.980), Electroconsult (1983) Vespucci (1982, 1986) y García y Harms (1988).

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

Aunque a nivel regional parece que el volcanismo ha migrado desde el SO al NE, esto es, desde la zona de Yayas de Viajama hacia Constanza (Valle Nuevo), al analizar detalladamente las composiciones químicas de los materiales y las características estructurales y de campo de los mismos, se observa que mientras los centros de emisión de tipo calcoalcalino siguen esta pauta SO-NE y parecen relacionarse con el “índenter del ridge” de Beata, los centros de emisión de tendencia alcalina se localizan preferentemente en Haití; en la zona de San Juan; en la zona de cabecera del Río de las Cuevas y algunos dispersos en la zona de Las Yayas de Viajama-P. Viejo. De este modo se puede sugerir, que muchas de estas últimas manifestaciones volcánicas alcalinas se alinean con las directrices ENE-OSO, tales como las fracturas de la Cuenca de San Juan-Azua. Así se

podría explicar la casi coincidencia espacio-temporal de estos dos tipos de magmas tan distintos y que representan ambientes tectónicos también contrapuestos, ya que mientras los magmas calcoalcalinos se relacionan con regímenes comprensivos (en "s.l."), los magmas alcalinos suelen ser más profundos y se relacionan con fisuras en distensión.

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

En los recorridos de campo efectuados en la Hoja de Yayas de Viajama se ha comprobado que los afloramientos de la Loma del Guano de composición transicional entre andesita-basáltica y andesita son claramente anteriores a las traquiandesitas que ocupan mayoritariamente el sector de la Loma de Los Puercos, Cerros de Paso Limón y Loma de Oro, sin embargo, las coladas de basaltos piroxénico-olivínicos de la vertiente O de la Loma de Los Chivos y las de basaltos con flogopita del Gajo del Yantén se puede estimar que sean posteriores al episodio tranquiandesítico, pero probablemente relacionadas también con magmas calcoalcalinos. Estas coladas presentan un buen grado de conservación y se adaptan a los relieves actuales, según esto, encajaría en la hipótesis de la progresión del volcanismo hacia el NE. Algo parecido sucede más al NE de la Hoja, en la zona de Valle Nuevo, donde se observa que el volcanismo debió comenzar más recientemente, según los

datos radiométricos y de aspecto de campo, pero también parece que se inició con basaltos y andesitas-basálticas de tipo calcoalcalino que evolucionan a tranquiandesitas. Así, es muy ilustrativo observar como estas rocas básicas forman el sustrato de las emisiones tranquiandesíticas y aparecen como islotes rodeados por estas últimas coladas. No obstante, como se ha comentado anteriormente las últimas emisiones de la zona datadas en unos 0,5 M.a. corresponden a coladas basálticas “intracanyon” que parecen corresponder a un último episodio anómalo de magmatismo rico en potasio.

Wertz (1.985) en Lewis et al. (1.991) ha propuesto la asignación al magmatismo alcalino de una serie de afloramientos del ámbito oriental del Valle de Las Cuevas (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz), la mayor parte de ellos aparecen como coladas de rocas afaníticas, densas y de color oscuro, que recuerdan en gran medida a las de afinidad alcalina. Estas observaciones unidas a las realizadas en este proyecto y a la aportación de la Hoja de San Juan y afloramientos haitianos, parecen sugerir que estos centros de emisión de tendencia alcalina se alinean y relacionan con las fracturas que limitan las cuencas neógenas. Uno de los mayores problemas aun no totalmente resuelto es el del origen de los magmas y su explicación en el contexto geodinámico de La Española. El magmatismo dió comienzo hace algo menos de 3 M.a. en relación con procesos de subducción mal establecidos, relacionados con la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamérica, cuyo resultado son las manifestaciones calcoalcalinas, que por otra parte son las volumétricamente más importantes. Su distribución espacial estaría condicionada por la aproximación de la Cresta de la Beata hacia La Española, en sentido SO-NE y favorecida por las fracturas de dirección NO-SE. Un cambio en el régimen geodinámico, hace aproximadamente 1 M.a. provocó la actuación de grandes desgarres de orientación general E-O y con ella el ascenso de magmas alcalinos. Por último, los episodios magmáticos más recientes del área de Valle Nuevo, no tienen una correspondencia exacta con ninguno de estos dos procesos, pero parecen estar más cercanos a la actividad de la Cresta de la Beata.

2.3.1.1. Volcanismo cuaternario (15) Coladas y centros de emisión tranquiandesíticos y traquíticos

Dentro del volcanismo cuaternario la litología dominante en la Hoja de Yayas de Viajama son las traquiandesitas, que aparecen mayoritariamente repartidas por el sector NO de la Hoja. Entre otros afloramientos cabe mencionar el conjunto de edificios de los

Cerros de Paso Limón; Loma de los Puercos; Loma de Oro; Cerro de la Laguna y Loma de las Mesetas. Además hay otros edificios aislados de cierta entidad que se localizan en las inmediaciones de Viajama Arriba (Loma de Los Limones, Loma de Los Chivos y Loma del Boquerón). Por último hay que mencionar una serie de centros de emisión aislados que han emitido coladas volumétricamente poco importantes, como Higo Grande, Los Platanitos y La Regadera. Estos tres últimos se sitúan en el Dominio del Cinturón de Peralta y en algún caso parecen alinearse según una fractura arqueada que vendría definida por los edificios de Loma del Boquerón-Higo Grande y Los Platanitos. Sin embargo, composicionalmente, parece que existe cierta relación entre los edificios de Los Platanitos y La Regadera, ya que ambos han emitido coladas de composición próxima a traquita máfica. Según esto bien podría tratarse de los términos más evolucionados de los magmas alcalinos.

A este respecto, conviene señalar que las divisiones en la cartografía geológica se han efectuado siguiendo criterios litológicos que sean fácilmente aplicables en campo, y que no obedecen a estos condicionantes de afinidad geoquímica (alcalina o calcoalcalina). Así, puede darse el caso que dentro de este grupo existan términos claramente calcoalcalinos, como serían la mayoría del conjunto del NO de la Hoja, y otros de carácter más alcalino que corresponderían con edificios aislados citados anteriormente y que aparecen en las proximidades de Sajanoa y Tábara Arriba. Algo parecido sucede con el grupo de los basaltos "s.l." que se describirá a continuación (unidad 16) ya que existen términos claramente calcoalcalinos y con composiciones próximas a andesitas como los afloramientos de la Loma del Guano o el domo localizado al N de la localidad de Trinchera y otros centros de emisión que puede resultar dudosa su asignación a una u otra serie geoquímica.

En general las rocas que constituyen esta unidad presentan un aspecto de campo similar, se trata de coladas grises, relativamente potentes con bases y techos escoriáceos y una parte central masiva, que puede presentar disyunción columnar. En los puntos de emisión se observan zonas más masivas que destacan en el relieve por erosión diferencial, y algunas facies, pueden corresponder a pequeños cuerpos domáticos o subintrusivos. Estos últimos son relativamente abundantes en el conjunto volcánico del sector NO. Las coladas suelen tener una viscosidad elevada que provoca que no recorran grandes distancias desde el centro de emisión, si bien, favorecidas por las elevadas pendientes, pueden llegar a recorrer distancias algo superiores a un kilómetro. Tal es el caso de la Loma del Boquerón; La Regadera o Los Platanitos, con recorridos variables de entre 1,5-2 km.

En muestra de mano se observa que se trata de rocas de color grisáceo en la que destacan los fenocristales de plagioclasa y en la mayoría de las ocasiones son visibles también agujitas de anfíbol. Algo menos frecuente es la presencia de piroxenos y/o biotitas.

Un gran porcentaje de las muestras tomadas en esta unidad se pueden clasificar petrográficamente como traquiandesitas con anfíbol, o traquiandesitas augítico-anfibólicas. En general son porfídicas, si bien el porcentaje de fenocristales es muy variable, desde 5% a 35%. El tamaño de los mismos también varía entre un máximo de 5 mm y 1,2 mm. Además existe toda una seriación en el tamaño de los fenocristales desde los tamaños citados hasta confundirse con la matriz. Los fenocristales de anfíbol suelen tener formas alargadas, al igual que la plagioclasa, si bien esta última presenta frecuentemente maclado. La matriz está constituida mayoritariamente por plagioclasa, augita, apatito y opacos. Ocasionalmente en alguna muestra aparecen trazas difíciles de identificar de un posible feldespató alcalino. En lo que se refiere a los minerales secundarios, los más comunes son la epidota y los carbonatos, si bien también puede haber ocasionalmente cuarzo, intersticial rellenando microfisuras.

Según los análisis químicos de Vespucci (1982) y Electroconsult (1983) estas rocas presentan contenidos en sílice en torno al 57-60% y ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) entre 5 y 8%. Estas rocas según diferentes clasificaciones de rocas volcánicas (Le Bas et al 1986, Middlemost 1980, etc) se situarían en el campo de las traquiandesitas.

En cuanto a los datos radiométricos (Olade 1980; Electroconsult, 1983) han utilizado medios K/Ar para datar estas rocas (en esta Hoja) y han obtenido edades de 1,8-2,7 M.a., esta edad muestra que el volcanismo calcoalcalino progresó hacia el NE, ya que rocas de similar composición del área de Valle Nuevo apenas tienen 1 M.a. de antigüedad.

En el sector de Valle Nuevo existen también rocas de tipo andesítico y andesita-basáltica que forman como aquí, el sustrato de las emisiones traquiandesíticas.

2.3.1.2. Volcanismo cuaternario (16) Coladas y centros de emisión basálticos "s.l."

Esta unidad está representada en la Hoja por una serie de centros de emisión aislados con sus coladas asociadas, sin que en ningún caso lleguen a formar un conjunto

volcánico extenso como el que dieron lugar las traquiandesitas de la unidad anterior. Según el grado de conservación de los edificios y su afinidad, parece que los más antiguos y desmantelados son sendos afloramientos del sector NO (Loma del Guano y La Trinchera); en ambos casos se observa que han sido cubiertos por las emisiones traquiandesíticas posteriores. Sin embargo, los centros de emisión de la Loma de los Chivos y del Firme de Manuel Chiquito presentan un mejor grado de conservación, y han dado lugar a coladas que se han deslizado por estas laderas hasta las proximidades de los arroyos tributarios de Arroyo Viajama. Se trata de coladas de color gris con frecuentes fenocristales de olivino, (visibles de “visu”) algunos de ellos alterados a iddingsita. Estas coladas en el campo se pueden clasificar como “leucobasaltos” y en lámina delgada han sido clasificadas (muestras AG-9226; 9227 y 9245) como Basaltos-andesíticos augítico-olivínicos, las dos primeras y como Basalto olivínico-piroxénico la tercera. En general podría inferirse que estas coladas son algo más recientes que las anteriores, pero sin embargo, corresponden a términos menos diferenciados de la serie colcoalcalina, lo cual significaría, que este volcanismo (calcoalcalino) va siendo más joven hacia el E y NE, tal y como ya sugerían Vespucci (1982) y otros autores.

2.3.1.3. Volcanismo cuaternario. (17) Coladas y centros de emisión de basaltos flogopíticos

Dentro de la Hoja de Yayas de Viajama sólo se ha reconocido un edificio que presente esta composición. Se trata de un centro de emisión que se sitúa en la loma de Gajo del Yantén, en el extremo NE de la Hoja, y cuyas coladas se han extendido principalmente hacia el SE hasta llegar a las proximidades de la confluencia entre Arroyo Prieto y Arroyo Colorado. Coladas de semejante composición han sido cartografiadas dentro de la Hoja de Constanza en el sector SO (El Convento).

Aunque no se poseen datos exactos de su edad, se estima que debe ser joven ya que presenta un buen estado de conservación y además las coladas se adaptan a las laderas actuales. El acceso a este afloramiento es bastante complicado, pues, en el mejor de los casos, hay que dejar el vehículo en el Río de Las Cuevas (Hoja de Padre Las Casas) y continuar el camino siguiendo el curso de Arroyo Prieto hasta Naranjal. En muestra de mano se observa que se trata de unas coladas de color grisáceo, algo alteradas, con numerosos cristales de olivino y micas alteradas a productos marrón-rojizo. En el estudio petrográfico (muestra AG-9256) se han clasificado estas coladas como basaltos augítico-olivínicos con flogopita. Los fenocristales de augita son de tipo idiomorfo-subidiomorfo. En

tanto que los olivinos aparecen desestabilizados a minerales de hierro. Además hay otros que no puede saberse si son de olivino, augita o incluso anfíbol.

2.3.2. Cuaternario sedimentario

Estos materiales afloran ampliamente a lo largo de la Hoja principalmente en su mitad sur, existiendo una gran variedad de depósitos en cuanto a su origen: fluvial, de ladera, lacustre y poligénico.

2.3.2.1. Pleistoceno. Primera generación de abánicos (14). Gravas, arenas y arcillas

Esta unidad aflora ampliamente en el sector central de la Hoja, donde aparece adosada al pie de los relieves del Cinturón de Peralta, en el sector comprendido entre el Arroyo Viajama y el Río Jura. Se trata de un depósito muy caótico y heterométrico constituido mayoritariamente por cantos y bloques de calizas de la Fm. Jura empastados en una matriz areno-arcillosa. La potencia es muy variable, si bien en los cortes de algunos de los barrancos que atraviesan esta unidad se pueden llegar a alcanzar localmente, potencias de hasta 80-100 m. Estos espesores disminuyen considerablemente al alejarse de los relieves del Cinturón de Peralta.

La edad de esta unidad es difícil de estimar ya que los mecanismos que produjeron estos depósitos han podido funcionar a lo largo del tiempo. No obstante, según las relaciones de campo con unidades adyacentes han sido asignados al Pleistoceno. Así se observa que estos materiales son posteriores a los cabalgamientos del Cinturón de Peralta y probablemente también a la Fm. Arroyo Seco. Mas problemática resulta, sin embargo, su relación con los volcanes recientes, por ello se ha optado por situarlos en la leyenda de forma indentada para expresar que puede ser anterior a algunos de los eventos volcánicos. En general, en la mayoría de los cortes efectuados siguiendo el curso de los barrancos de Arroyo Charco Azul, Sajanoa, Arroyo Guayabo, Arroyo Bonito y Arroyo Biáfara, se observa que prácticamente no hay componentes de rocas volcánicas cuaternarias sino que el constituyente principal de los cantos y bloques son las calizas de la Fm. Jura.

La fracción arenosa es de tipo litarenita y procede mayoritariamente de la erosión de las ritmitas de la Fm. Ventura. Superficialmente el depósito muestra un encalichamiento de tonos blanquecinos que es característico de su mayor antigüedad frente a los depósitos de las siguientes generaciones de abanicos.

2.3.2.2. Pleistoceno-Holoceno. Segunda generación de abanicos (18). Gravas, arenas y arcillas

Estos materiales afloran principalmente en el sector centro-occidental de la Hoja, dando lugar a “superficies “ con depósito que se disponen como pequeñas plataformas elevadas entre 10 y 70 m sobre el cauce actual. En la zona próxima a Yayas de Viajama y a Amiama Gómez se han desarrollado a expensas de los depósitos descritos en el apartado anterior (1ª generación de abanicos) y se disponen a modo de piedemontes. Además, se ha cartografiado otro afloramiento en el sector occidental de la Hoja, en las proximidades de la confluencia de los Ríos Yaque del Sur y Arroyo Viajama. En general están constituidas por gravas heterométricas con tamaños variables entre unos pocos centímetros, hasta bloques de 60-80 cm de tamaño máximo. En algunas ocasiones se han observado muchos cantos de rocas volcánicas cuaternarias, aunque también hay calizas y areniscas del Grupo Peralta. La proporción de arenas es algo menor y son de composición litarenítica. Las arcillas pueden tener colores rojizos y llegar a ser la litología predominante. En cuanto a los espesores son bastante variables alcanzando unos 15-20 m en el afloramiento occidental (Cerros de los Ramírez) y hasta 50 m en los depósitos próximos a Yayas de Viajama. En general los cantos están bastante redondeados y presentan bases erosivas y cuerpos canalizados. La edad de esta unidad es incierta, si bien, debido a la incisión fluvial y al encalichamiento superficial del depósito han sido asignados al Pleistoceno-Holoceno.

2.3.2.3. Pleistoceno-Holoceno. (19) Terrazas medias y altas. Cantos, arenas y gravas

Dentro de la Hoja de Yayas de Viajama los principales sistemas de terrazas se relacionan con los ríos Yaque del Sur, Biáfara, Jura y sus afluentes principales. Se han distinguido tres grupos principales ante la gran abundancia de este tipo de depósitos: Cauces abandonados y llanuras de inundación (25) corresponderían a los depósitos más próximos al cauce actual; Terrazas bajas (20) se localizan entre +1 y 3 m del nivel del cauce del río y Terrazas medias y altas (aquí descritas) que se encuentran desconectadas respecto a la red fluvial, y pueden llegar a superar +40 m.

Están constituidas por gravas heterométricas con tamaños muy variables desde unos centímetros hasta bloques de casi un metro de diámetro. Las arenas son menos abundantes y presentan composición arcósica y litarenítica. En los fragmentos se observa todo un muestrario de litologías, siendo frecuentes los cantos de tobas y coladas de la Fm. Tireo y de diversos tipos de tonalitas. Además hay muchos fragmentos de calizas de la Fm. Jura y de rocas volcánicas cuaternarias. Es muy frecuente encontrar imbricaciones de cantos que indican las direcciones de aporte, así como otros tipos de estructuras sedimentarias entre las que destacan: cicatrices erosivas, bases canalizadas y estratificaciones planares y de surco.

Los espesores son variables de unos afloramientos a otros, si bien en los cortes observados se pueden estimar como valores más comunes, potencias de 3-6 m. Al describirse aquí conjuntamente las terrazas medias y altas, se les ha asignado una edad pleistoceno-holoceno, considerando que las terrazas más altas (más antiguas) bien podrían ser pleistocenas.

2.3.2.4. Holoceno. (20) Terrazas bajas. Cantos, gravas y arenas

Como se ha comentado en el apartado anterior, existe toda una gradación de depósitos de tipo terraza. Los que se describen en este epígrafe son aquellos que se sitúan entre +1 y 3 m (aproximadamente) sobre el cauce del río. Se trata en muchos casos de pequeños afloramientos que aparecen en las márgenes de los ríos con formas arrosariadas. Entre otros cabe citar los relacionados con los ríos: Irabón, Jura, Yaque del Sur, Tábara, Viajama y Arroyo de los Charcos. En general están constituidos por gravas heterométricas con fragmentos variables desde unos centímetros hasta 25-30cm, si bien existe una ligera proporción de fragmentos que llegan a superar los 60 cm y alcanzan tamaños métricos. Asimismo hay otra fracción de granulometría mas fina (tamaño arena) y con composición arcósica y litarenita. El depósito está suelto no muestra ningún tipo de encalichamiento, y es totalmente ripable. Desde un punto de vista litológico existe una enorme variabilidad composicional desde rocas granudas (tonalitas) y volcánicas (Fm. Tireo y Fm. volcánicas cuaternarias) hasta rocas sedimentarias de diversa edad y procedencia. Suelen ser cuerpos canalizados con base erosiva, que muestran imbricación de cantos y estratificación planar y de surco.

Dada su relación tan directa con la red de drenaje han sido asignados al Holoceno. En general son depósitos poco potentes, habiéndose medido espesores del orden de 1 a 3,5 m.

2.3.2.5. Holoceno. (21) Depósitos de deslizamiento. Arcillas, cantos y bloques

Estos materiales afloran principalmente en el sector NE de la Hoja, relacionados con los fuertes relieves del Cinturón de Peralta. Estas áreas de fuerte relieve son más susceptibles de presentar inestabilidades de laderas y generar estos depósitos. Además la pluviometría de este sector es mayor, lo cual favorece la alteración de los materiales. Estos materiales degradados con una importante fracción arcillosa, que puede favorecer los deslizamientos con presencia de agua hace que el conjunto sea inestable y se generen estos depósitos.

Los afloramientos que ocupan mayor extensión superficial son los del área de cabecera de los ríos Jura, Arroyo Viajama y en las proximidades de Tábara Arriba. En general suelen presentar una cicatriz en el área de cabecera con formas arqueadas en planta. Los espesores son muy variables y aumentan desde la zona de cabecera hacia la parte media-baja, en que pueden alcanzar unas decenas de metros.

Están constituidos por una acumulación desordenada de cantos y bloques envueltos en una matriz arcillosa. La naturaleza de los fragmentos depende de la del área madre, si bien en la mayoría de los casos son rocas del Grupo Peralta, también se han observado rocas volcánicas cuaternarias (traquiandesitas) en el afloramiento próximo a Tábara Arriba. Los tamaños de los fragmentos son muy variables, existiendo bloques de más de 1,5 m.

2.3.2.6. Holoceno. (22) Depósitos de laderas y coluviones. Cantos, arenas y arcillas

Estos depósitos aparecen diseminados a lo largo de la superficie de la Hoja formando pequeños afloramientos con poca continuidad lateral. En general no alcanzan un gran desarrollo areal, pese a las importantes elevaciones existentes, y se sitúan preferentemente en las laderas de mayor relieve, y/o en las vertientes más próximas al encajamiento fluvial. En cuanto a los espesores existe cierta variabilidad tanto de unos afloramientos a otros, como dentro de uno mismo, observándose un incremento hacia la zona basal en que pueden llegar a los 4-5 m.

Están constituidas por cantos de diversa granulometría englobados en una matriz areno-arcillosa. La naturaleza de los cantos depende de manera directa de la composición de las laderas sobre las que se asientan. Ya que están directamente ligados a las laderas actuales, han sido asignados al Holoceno.

2.3.2.7. Holoceno. (23) Depósitos de tipo aluvial-coluvial. Limos, arenas y arcillas

Se describen en este apartado unos afloramientos de tipo mixto que se localizan en las proximidades de Yayas de Viajama y en el sector SE de la Hoja, en la zona de “El Barro Arriba-El Barro en Medio”. Estos depósitos están relacionados tanto con la dinámica de laderas como con la propia actividad fluvial, y están constituidos por un conjunto de limos, arenas y arcillas de tonos beige y grises, con una proporción variable de cantos. En general, en los afloramientos próximos a Yayas de Viajama los espesores apenas alcanzan 1-3 m; mientras que en el sector SE pueden ser algo mayores y llegar a 4-5 m de potencia máxima. Se han asignado al Holoceno, ya que están relacionados con los relieves actuales y con la propia dinámica fluvial. El depósito está constituido mayoritariamente por limos y arenas de diversa coloración (beige, marrón, gris, etc) con una pequeña fracción de arcillas y cantos de diversa granulometría. Es curiosa la coincidencia de la toponimia local (“El Barro”) con estos depósitos detríticos finos.

2.3.2.8. Holoceno (24) Depósitos de conos y/o abanicos aluviales. Gravas, arenas y arcillas

Estos depósitos están ampliamente representados en la Hoja, aflorando preferentemente en la zona de transición de los relieves del Cinturón de Peralta a la Cuenca de Azua. En el sector central de la Hoja, en la zona de Amiama Gómez, Tábara Arriba y Sajanoa, estos depósitos alcanzan un gran desarrollo areal y además se observa como esta unidad (24) se encaja y “alimenta” de los abanicos anteriores (unidades 14 y 18). Debido a la conexión de estos depósitos con la red de drenaje actual se han asignado al Holoceno. Se observa, en muchos casos, como estos depósitos se relacionan con valles fluviales estrechos que al llegar a una zona más abierta y de menor pendiente se extienden en forma de abanicos o conos. En muchos lugares estos abanicos se imbrican unos en otros y forman abanicos coalescentes.

Están constituidos por gravas envueltas en una matriz areno-arcillosa. Los cantos presentan una gran diversidad de tamaños desde 1-2 cm hasta más de 25 cm. La naturaleza de los mismos es variable, si bien, está relacionada con el área fuente, la cual está constituida mayoritariamente por los materiales del Cinturón de Peralta y en menor medida por las rocas volcánicas del Cuaternario.

2.3.2.9. Holoceno. (25) Cauces abandonados y llanuras de inundación Limos con niveles de cantos, arenas y gravas

Según se ha descrito en el apartado 2.3.2.3., estos materiales aparecen directamente relacionados con la red fluvial actual y por ello se han asignado al Holoceno. Estos depósitos se sitúan en las inmediaciones de los cauces fluviales y en muchas ocasiones son susceptibles de ser modificados en regímenes de avenidas, tal y como se ha comprobado recientemente por el paso del huracán Georges. Así se ha comprobado en la zona de Hato Nuevo, en la confluencia de Arroyo Viajama y Yaque del Sur, y en la cuenca del Tábara y Jura que han sufrido desbordamientos y provocado, en algunas ocasiones, cambios en los cursos y en la geometría de los depósitos. La potencia es variable, si bien en los cortes del Río Yaque del Sur se han llegado a medir espesores de hasta 4-5 m. Así en los diferentes recorridos realizados se observa que estos depósitos pueden presentar notables diferencias en cuanto a la proporción de materiales finos. Los cantos son de subangulosos a subredondeados y presentan una gran diversidad de tamaños desde 2-3 cm hasta más de 30 cm. La fracción arenosa es de naturaleza arcósica y litarenítica. Se observan bases canalizadas, estratificación cruzada e imbricación de cantos como estructuras sedimentarias más comunes. En lo que se refiere a la composición de los cantos, éstos son de muy diversa naturaleza, observándose todo un muestrario de las litologías de la región y áreas colindantes de la Cordillera Central, con una relativa proporción de cantos de tonalitas y de rocas de la Fm. Tireo.

2.3.2.10. Holoceno. (26) Depósitos aluviales y fondos de valle. Bloques, cantos, gravas y arenas

Estos depósitos aparecen ampliamente representados sobre todo en la mitad sur de la Hoja, donde se relacionan con las cuencas de los ríos Yaque del Sur, Jura, Irabón, Biáfara, Arroyo de Viajama y sus afluentes principales. Están constituidos por gravas redondeadas y heterométricas con una amplia variedad de tamaños y litologías, desde

rocas de la Fm. Tíreo y tonalitas hasta rocas volcánicas cuaternarias y calizas paleógenas y neógenas, principalmente de la Fm. Jura. Aunque ocasionalmente existen bloques que pueden llegar a superar el metro de diámetro, la mayoría se sitúan entre (3-4) cm y (30-40) cm. Además hay una fracción de menor granulometría que corresponde a arenas. En general no se conocen datos de potencia, pero según lo observado en los niveles de terraza, se podría considerar que varía desde 1-2 m en los tramos altos de cabecera hasta más de 5 m, en la zona principalmente en el Río Yaque del Sur. Se trata de un material suelto fácilmente ripable y que ha sido aprovechado para la obtención de áridos en el sector SO en las proximidades de Tábara Abajo. Debido a su conexión con la red de drenaje actual se ha asignado al Holoceno.

2.3.2.11. Holoceno. (27) Fondos endorreicos. Arcillas y limos

Esta unidad aparece muy escasamente representada en la Hoja, limitándose a un pequeño afloramiento localizado en las inmediaciones de Yayas de Viajama. Se trata del relleno de una pequeña depresión relacionada con una red de drenaje difusa, desarrollada sobre los materiales de la Fm. Trinchera. El depósito está constituido por sedimentos de granulometría fina, arcillas y limos de tonos grises y beige. Se han asignado al Holoceno, ya que prácticamente no están incididos por la red de drenaje, motivo por el cual es difícil evaluar su potencia, si bien se estima inferior a 3-4 m.

3.- TECTONICA

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

3.1. Contexto geodinámico de La Española

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

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

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

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

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

Por último hay que mencionar la tectónica de desgarres cuya mayor incidencia se muestra a partir del Mioceno (y hasta la actualidad), una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieron soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres

se inició con anterioridad, como consecuencia de la citada convergencia (oblicua) entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y la meseta oceánica. Ésta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transpresivo (Mann et al 1991 a) y culminó a partir del Miceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericana (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, mar adentro, y por la falla Septentrional, tierra adentro, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998), (Dolan et al 1998).

3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La Hoja de Yayas de Viajama se localiza en el flanco sur de la Cordillera Central, en la zona de contacto entre el Cinturón de Peralta y la cuenca de San Juan-Llano de Azua. El límite entre estos dos dominios surca la Hoja de NO-SE, si bien puede estimarse que el Cinturón de Peralta representa sólo entre un 30 y 40% del territorio de la misma. En la Fig. 3.2.1. aparece representado el Esquema geológico regional, con la localización de las 12 hojas (E. 1:50.000) realizadas en este Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

– Basamento

El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al 1991 a). En el flanco suroccidental de la Cordillera Central están representados por la formación o terreno (estratigráfico) del Tireo consistente en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, pertenecientes al Cretácico superior.

En esta Hoja no llega a aflorar, si bien se han detectado, en el fondo de algunos barrancos, pequeños asomos de rocas volcánicas que podrían corresponder con esta formación. La estructura interna de este basamento es por tanto difícil de conocer, si bien, según lo observado en hojas limítrofes se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO. Estas pautas estructurales pueden observarse en el Esquema de la Fig. 3.2.2. que comprende las 12 hojas, realizadas en el presente proyecto.

– Cinturón de Peralta

El cinturón de Peralta, ha sido descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivieres-Peralta. Se trata de una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior-Pleistoceno que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco (*back-arc*) que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al 1991 b). En su sector suroriental, diversos trabajos de Heubeck y Dolan han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa (Eoceno medio-Mioceno inferior) y Grupo Ingenio Caei (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la Hoja de Yayas de Viajama aparecen muy bien representadas todas las formaciones que constituyen el Grupo Peralta, y de un modo muy marginal la Formación Ocoa (del Grupo Río Ocoa).

En lo que se refiere a la estructura interna del Grupo Peralta, está definida por un sistema de pliegues y cabalgamientos genéticamente relacionados, cuyo desarrollo se ha relacionado con el del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al 1983, Mann y Heubeck 1991). Esta deformación se ha situado, a partir del Eoceno, en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del plateau Oceánico del Caribe que constituye el sector suroccidental de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe) bajo el moribundo arco de islas, éste aparecería representado por los terrenos cretácico-eocenos de la Cordillera Central y del resto de la isla, de tal forma que el Cinturón de Peralta ocultaría una sutura entre dos fragmentos litosféricos oblicuamente convergentes (Heubeck y Mann 1991, Dolan et al 1991). En este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se

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

– Cuenca de San Juan

La denominada Cuenca de San Juan constituye en realidad la porción central y noroccidental de una cuenca de dirección NO-SE cuyo extremo es conocido como Cuenca de Azua, que conecta hacia el Oeste con la Cuenca de Enriquillo. Estas cuencas, junto con otras similares y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector suroccidental de la isla, se han integrado en el poco definido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al 1991). 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, 1991). Individualmente, cada una de éstas tiene una sección del tipo “*ramp valley*”. Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno-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-San Juan estudiado en el presente proyecto, 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-San Juan 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. 1991)

En lo que respecta a 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 estos cabalgamientos han podido ser retocados por fallas con movimiento en dirección. Así, el cabalgamiento del basamento sobre el Cinturón de Peralta se produce al norte del área estudiada mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al. 1991). El contacto entre el Cinturón de Peralta y la Cuenca de Azua-San Juan se produce mediante un cabalgamiento frontal de ángulo relativamente tendido, que atraviesa esta Hoja y ha sido denominado 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 400 Km entre las placas Norteamericana y Caribeña (Pindel y Barret, 1991; Dolan et al. 1991).

Aparte de las características estructurales específicas de cada macrodominio, hay una tectónica común a todos ellos que es la importante **tectónica de desgarres** cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir **del Mioceno (hasta la actualidad)**, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieran soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la Plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y la Meseta Oceánica. Ésta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al 1991 a) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el

movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, mar adentro, y por la falla Septentrional, tierra adentro, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al. 1998).

En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la **falla de Enriquillo-Plantain Garden** (Mann et al 1991 a) Esta falla, también con movimiento sinistral, tiene un desarrollo regional de más de 1200 km puesto que forma el límite meridional del surco del Caimán, atraviesa longitudinalmente Jamaica y muere en el interior de La Española. Según Dolan y Mann (1998), las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden, individualizan la microplaca de Gonave que en la actualidad está en un proceso de escisión de la placa Caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de 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 E-O de 10 a 15 km de anchura.

Adicionalmente, otro elemento estructural a considerar en la región es la **cresta de Beata** (Heubeck y Mann 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro de la Meseta Oceánica del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de la isla de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 a), la *cresta de Beata* funcionó a partir del Plioceno medio como una indentación que, empujada desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy 1997), colisionó con el sector central de La Española, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia de la *cresta de Beata* en la zona estudio es muy localizada y se limita al sector (mar adentro) de la bahía de Ocoa, los efectos de la indentación afectan a un amplio sector de la misma. A él se asocia una intensa fracturación, de dirección subparalela a la de la propia indentación que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20 km discurre desde la citada bahía de Ocoa hasta al menos las inmediaciones de Bonaó. Este corredor parece ser una importante fuente de sismicidad (Chiesa et al. 1999). Asimismo, en la zona de colisión se produjo,

como consecuencia del mismo proceso, la rotación horaria de las escamas frontales del cinturón de Peralta (Heubeck y Mann 1991). Como puede apreciarse en el sector nororiental de la Hoja de Azua.

Por último, hay que hacer mención, por sus implicaciones neotectónicas, al volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, de carácter calcoalcalino que evoluciona a alcalino, cuya presencia en la zona de estudio es amplia, al disponerse en una banda de dirección NNE-SSO de 10 a 20 km de ancho que atraviesa las Hojas de Yayas de Viajama, Padre Las Casas, Sabana Quéliz y Constanza. Para algunos autores (Mann et al. 1991 b) el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y la cresta de Beata y la similar edad de los dos procesos, que en el caso del primero es progresivamente más moderna hacia el Norte, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén del todo alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que alternativa o adicionalmente, el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

Como se ha mencionado anteriormente, la evolución tectónica de esta región comienza a partir del Eoceno una vez que todas las unidades tectónicas 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 estructura interna de buena parte de estas unidades y su compleja evolución estructural desde el Jurásico superior hasta el Eoceno se describen en las memorias de las Hojas 1:50.000 contiguas de Bonao, Hatillo, Villa Altagracia y Arroyo Caña, integradas en el mismo Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

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

A continuación se realiza de forma detallada e individualizada la descripción estructural de la región, basándose en la de los macrodominios del Grupo Peralta y de la Cuenca de San Juan. Además se hará referencia a la tectónica generalizada más reciente (tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad) así como a otros fenómenos más localizados como la tectónica relacionada con la “indentación de la cresta de Beata” y con la terminación oriental de la falla de Enriquillo.

3.3.1. Estructura del Cinturón de Peralta

La estructura del sector suroriental del cinturón de Peralta ha sido objeto de diversos estudios cuyos aspectos más significativos han sido resumidos por Dolan et al (1991). Destacan las primeras cartografías de Wallace (1945, inédito), los estudios bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizado por Bourgois et al. (1979), o la interpretación de Biju Duval et al. (1983) que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación mar adentro con la fosa de los Muertos, interpreta la región como parte integrante de un prisma acrecional con vergencia al Sur. Posteriormente, las tesis doctorales de Mann (1983), Dolan (1988) y Heubeck (1988), establecieron las características estructurales y estratigráficas básicas del cinturón de Peralta y sentaron las bases para estudios posteriores más detallados, tales como los de Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991), que se recogen en el volumen monográfico o *Special Paper 262* de la Sociedad Geológica Americana. 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 de la presente memoria. No hay que 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 parte inferior del Grupo Peralta, es decir, la Fm. Ventura y, en todo caso, 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 los 1800ms de potencia, los cuales se caracterizan por una intensa distorsión de la estratificación (*stratal disruption*) en forma de pliegues isoclinales de tipo dúctil, *boudinage*, cizallamiento, etc, a los que acompaña el desarrollo de

fábricas localmente penetrativas. Esta distorsión se supone producida en un estado de prelitificación simultánea e inmediatamente posterior al depósito de las formaciones mencionadas. El otro tipo de estructuras descrito por Dolan et al (1991), son fallas inversas y cabalgamientos de tipo frágil y un plegamiento asociado que, con excepción del grupo Caei que las fosiliza, parecen afectar a todo el paquete sedimentario del cinturón de Peralta, por lo que se les atribuye una edad del Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann(1991), proponen dos fases principales de deformación en el cinturón de Peralta. La primera tendría lugar durante el Eoceno superior y a ella correspondería la “distorsión” estratigráfica sinsedimentaria del Grupo Peralta, sobre todo su parte baja. Esta fase se relaciona, bien con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinestrales, a lo largo del límite entre las placas Norteamericana y Caribeña, o también a un corto periodo de convergencia(oblicua) causada por la colisión con la plataforma de las Bahamas; la cual repercutía en el cinturón de Peralta en forma de retrocabalgamientos. En cualquiera de los casos, el Cinturón de Peralta se interpreta como un prisma acrecional adyacente a la Cordillera Central, correlacionable con la fosa de los Muertos, en cuya parte interna se depositaría la Fm. Ocoa. La segunda fase en realidad sería una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia (oblicua) con el sector meridional de la isla que acabaría produciendo la subducción, sin magmatismo asociado, (o “*underthrusting*”) de la Meseta Oceánica del Caribe bajo la Cordillera Central y el resto de los terrenos del arco de islas. Esta fase se sitúa en el Mioceno inferior y sería la responsable de la deformación de todo el cinturón mediante cabalgamientos, fallas y pliegues asociados de tipo frágil.

La cartografía del Cinturón de Peralta en las Hojas de: Gajo de Monte, Padre Las Casas, Yayas de Viajama y sobre todo en la de San José de Ocoa; realizada en el presente proyecto aporta datos que, si bien en el contexto general son aproximadamente coincidentes con los anteriores, en el detalle difieren sustancialmente de ellos. Esto concierne especialmente a la importancia atribuida por Dolan et al. (1991), Heubeck et al. (1991) y Witschard y Dolan (1990) a la deformación sinsedimentaria o *stratal disruption* descrita anteriormente, cuya presencia se considera, según la nueva cartografía, de menor entidad o incluso prácticamente inexistente en la mayor parte de la zona estudiada. Esta circunstancia simplifica notablemente el estudio y la interpretación de la región, que en este trabajo se contempla desde la perspectiva de un clásico cinturón de pliegues y cabalgamientos. Por otra parte, en la Hoja de Yayas de Viajama, la presencia de la Fm.

Ocoa es puramente testimonial, estimándose que su ausencia puede deberse a su ocultamiento bajo el cabalgamiento frontal del Grupo Peralta.

3.3.1.1. La estructura del Grupo Peralta

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

La Hoja de Yayas de Viajama se situaría mayoritariamente dentro del nivel estructural intermedio caracterizado por el predominio de pliegues. Estos en muchos casos son difíciles de individualizar debido a la acción de la tectónica de desgarres y además se observa un mayor predominio de ellos en la esquina NE de la Hoja, que sería la que quedaría por encima del cabalgamiento de El Naranjo. Este cabalgamiento de gran continuidad lateral e importante salto en la vertical ha sido definido en la vecina Hoja de San José de Ocoa y atraviesa ésta, al norte de la localidad de Peralta, pudiendo seguirse prácticamente hasta Padre Las Casas, aunque las emisiones volcánicas cuaternarias interrumpen su trazado. Este cabalgamiento está retocado por fallas en dirección de componente E-O.

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 en que parece que tienden a ser

sustituidos lateralmente por los pliegues genéticamente asociados a ellos. En el ámbito de la Hoja de Yayas de Viajama la dificultad de accesos no permite la observación de buenos cortes, salvo en el fondo de algunos barrancos, tal es el caso del corte de Tábara Arriba y Arroyo Guayabo donde se pueden observar la traza de estos cabalgamientos. Esta zonación descrita parece ser bastante continua por toda la zona de trabajo, así, la lámina frontal es perfectamente identificable en esta Hoja y hacia el este-sureste (Hojas de San José de Ocoa y Azua). Esta lámina tiene por tanto una anchura máxima de unos 8 km tanto en esta Hoja como en la de San José de Ocoa y disminuye hacia el Noroeste y Sureste. En general puede decirse que los cabalgamientos internos pierden continuidad hacia el NO al ser sustituidos lateralmente por pliegues. En esta zona próxima al borde del cinturón se observan algunos cabalgamientos menores de trazas algo más curvadas y norteadas, visibles en la zona de Los Platanitos-Los Pinalitos. En el diagrama de la Fig. 3.3.1. se han representado los ejes de plegamiento y cabalgamientos principales, observándose que la mayoría de ellos presentan direcciones comprendidas entre N105°E y N150°E, sin embargo, en el diagrama 3.3.2., se observa una gran disparidad de medidas en lo referente a la red de fracturación de la Hoja, ya que aunque siguen existiendo una gran proporción de fallas ONO-ESE, existen también otras conjugadas con valores norteados entre N5°O y N30°E.

A nivel global del cinturón, la zona intermedia de pliegues es la dominante en extensión pues además de ocupar buena parte del sector oriental de la Hoja de Padre Las Casas, se continúa a través del sector NE de ésta y de las de San José de Ocoa y Azua. En ella, la deformación se resuelve esencialmente mediante pliegues que sólo muy localmente y de forma discontinua evolucionan a cabalgamientos, esta es la característica de la Hoja de San José de Ocoa. La distribución de los pliegues es muy similar en toda su extensión, aunque tienden a concentrarse en las zonas más 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 esta Hoja, los mejores ejemplos de pliegues se observan a lo largo del

corte de El Naranjal-Arroyo Prieto, y en la sección del Río Jura, ambos en el sector E y NE. Los primeros se desarrollan dentro de la Formación Calizas de Jura y muestran recorridos del orden de 1-2 km algunos llegan a “romperse” y dar lugar a pequeños cabalgamientos. En otros casos como en la zona al SE de Loma Guayabo se llegan a observar series invertidas, éstas se han cartografiado en el área de cabecera de Arroyo Ventura y en el corte del Río Jura. En la mayoría de las ocasiones, los “niveles rojos de Jura” son buenos horizontes guía para seguir la estructura, ya que toda esta zona presenta una intensa vegetación y sólo a través de los cursos de agua y pequeñas sendas se puede acceder a ella. Como ya se ha comentado, muchos de estos pliegues son desplazados por la tectónica de desgarres tardía, y dificulta la reconstrucción estructural.

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 indentación de la cresta de Beata durante las últimas fases del plegamiento e imbricación del Cinturón de Peralta.

En realidad, la denominada zona monoclinal forma la parte posterior de la lámina superior. A ella corresponden 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 Azua, 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. En el Cinturón de Peralta 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 llegar a superar los 20 km de longitud antes de ser sustituidos lateralmente por pliegues. En la lámina superior sin embargo, los cabalgamientos rara vez alcanzan los 5-6 km de longitud. Esta longitud es función de los desplazamientos, de tal forma que los cabalgamientos con mayor desarrollo lateral tienen desplazamientos en el sentido del transporte tectónico relativamente importantes, en algunos casos superiores a los 1000 m, superponiendo términos de la Fm Ventura sobre la Fm. Jura. Así se ha observado en el cabalgamiento de El Naranjo que recorre la Hoja de NO a SE, aunque de forma algo escalonada por los desgarres citados, y en el cabalgamiento del Cerro Cabirma donde la Fm. Ventura se superpone a la Fm. Jura.

en algunos de los cabalgamientos más próximos al borde del cinturón, la Fm. Ventura llega a superponerse a las capas rojas de Jura, como ocurre en los afloramientos de Los Platanitos, Cañada de la Vaca y Los Pinalitos. 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, en esta Hoja no se han observado retrovergencias. Se desconoce cuál es la superficie de despegue de los cabalgamientos, aunque en otras hojas se ha señalado como probable el contacto entre las Fms. Tireo y Ventura, debido al contraste reológico. No se descarta que dentro de la Fm. Ventura pueda haber varias superficies de despegue. En el corte regional de la figura 3.2.3., 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 de la Fm. Ventura y Tireo.

El otro elemento estructural relevante en el cinturón, son los pliegues. Como se ha señalado en diversas ocasiones y se deduce de los párrafos anteriores, éstos tienen una obvia relación genética con los cabalgamientos. En términos generales se pueden clasificar como pliegues de propagación de falla (*fault propagation folds*, McClay 1992). Así es muy común la asociación anticlinal-sinclinal, este último frecuentemente roto por su flanco subvertical o inverso y parcialmente cobijado por el primero. Los ejes son subhorizontales y su dirección, NO-SE, y vergencia, hacia el SO, consecuentes con las de los cabalgamientos. El plegamiento es concéntrico y está controlado por un mecanismo de *flexural slip* o deslizamiento “capa a capa”, como ponen 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 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. No obstante, en esta Hoja de Yayas de Viajama se observa un cierto giro en las estructuras, dentro de la tendencia general NO-SE.

La dirección del transporte tectónico es coincidente con la de compresión máxima, esto es NE-SO y viene determinada por la regla del “arco y las flechas” junto con otros elementos como las fallas de transferencia del movimiento o *tear faults* (McClay 1992), 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 esta 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. Esta falla parece estar en prolongación con la rampa oblicua que delimita el extremo SE de la lámina frontal. La principal rampa lateral ya se ha descrito en párrafos precedentes y corresponde a la terminación NO de esta misma lámina. En el interior del cinturón se pueden identificar otras posibles rampas laterales/oblicuas. Quizá la más clara de todas ellas 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, permite deducir un acortamiento interno muy intenso, al que hay que sumar un mínimo de 16 km correspondientes al desplazamiento del cinturón por encima de la Cuenca de Azua-San Juan.

La falta de registro estratigráfico en la Hoja por encima del Grupo Peralta, ya que sólo aparece muy escasamente representada la Fm. Ocoa, impide aquilatar con más precisión la edad de la deformación. Ya se ha hecho mención a la posibilidad de que los conglomerados masivos de la Fm Ocoa sean correlacionables con la Fm El Limonal de

Heubeck (1988), en cuyo caso su edad sería más alta (Oligoceno) que la establecida (Eoceno superior alto). Según Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991), esta formación y 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 las formaciones del Grupo Caei (Mioceno medio) lo fosilizan. Estas relaciones estratigráficas sugieren una edad del Mioceno inferior para el funcionamiento de esta estructura (Heubeck y Mann 1991). Como se verá más adelante, 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, incluida la más moderna de edad Plioceno-Pleistoceno.

Consecuentemente, la deformación en el cinturón de Peralta comprende un amplio intervalo 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 Sierra del Número, hasta su emplazamiento final sobre el margen septentrional de la cuenca de Azua en el Plio-Pleistoceno. En este intervalo, el depósito, en buena parte caótico, de la Fm Ocoa en un surco turbidítico fuertemente subsidente, marca la implantación de un frente activo, como es el levantamiento y aproximación del basamento (Fm Tireo) hacia el SE. 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 Plio-Pleistoceno, se produjo el desarrollo interno del cinturón de pliegues y cabalgamientos, todo ello según un proceso de evolución "normal" o hacia el antepaís.

3.3.2. Estructura de la Cuenca de San Juan-Azua

La estructura de la cuenca de San Juan-Azua ha sido objeto de algunos estudios significativos. Entre éstos destacan los derivados de la exploración de hidrocarburos que han sido 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 en la de Enriquillo, han sido tratados en los estudios esencialmente estratigráficos de Cooper (1983), Biju Duval et al (1983) y sobre todo de McLaughling (1989), McLaughling y Sen Gupta (1991) y McLaughling 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 (1991 b), incluido en el volumen especial 262 de la GSA, que ha sido la referencia obligada como punto de partida para la elaboración del presente informe.

También tiene un gran interés la posterior tesis de Ramírez (1995), no solamente por los estudios de paleoesfuerzos desarrollados en el ámbito de influencia de la Cresta de Beata, cuerpo principal de la tesis, sino también porque incluye una descripción de la estructura mar adentro de la Bahía de Ocoa realizada a partir de la interpretación previa de algunas líneas sísmicas por geólogos de la Mobil. Estas líneas sísmicas y las recogidas en el informe de Norconsult (1983) han sido las únicas que se han podido consultar durante la realización del presente trabajo.

Se denomina Cuenca de San Juan a la depresión que con dirección NO-SE se dispone entre la Cordillera Central (al NE) y la sierra de Neiba (al SO) prolongándose hacia el Sureste por la denominada Cuenca de Azua, que constituye su enlace con la Cuenca de Enriquillo, que con dirección E-O se extiende hacia el Oeste. Ocupa el sector suroccidental de las Hojas de Padre Las Casas y Yayas de Viajama. Su estructura es relativamente sencilla, no así en la Cuenca de Azua donde la tectónica propia de la cuenca, como antepaís del cinturón de Peralta, se superponen, en sus estadios finales, las tectónicas relacionadas con la indentación de la cresta de Beata, por un lado, y el funcionamiento de la falla Plantain Garden-Enriquillo como desgarre sinistral, por otro.

La Fm. Sombrerito es el registro aflorante más antiguo de la cuenca y probablemente también el más profundo alcanzado por los sondeos de prospección petrolífera, aflorando de modo marginal en esta Hoja. Sus bruscos cambios de facies en el sector suroccidental de 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 cuál es el sustrato de la Fm. Sombrerito ni, por tanto 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 de la Meseta oceánica del Caribe representada en la Sierra de Bahoruco. En esta Hoja, relacionados con la Formación Sombrerito hay que señalar dos accidentes tectónicos importantes pero con orientaciones casi conjugadas. Así, en la terminación oriental de la Sierra de Neiba se observa un pliegue anticlinal en esquina con orientación NE-SO, alineado con la orientación del Arroyo Viajama en la confluencia con el Río Yaque del Sur. El otro accidente señalado, es el anticlinal cabalgante que aflora en el Cerro de la Sulza,

junto al cruce de Las Yayas, en el cual los materiales de la Formación Sombrerito cabalgan sobre la Formación Trinchera con rumbos ONO-ESE.

3.3.2.1. Estructura general de la cuenca

La estructura de las cuencas de Enriquillo y Azua-San Juan ha sido descrita como correspondiente al tipo “domos y cubetas” (*basin and dome*) por cuanto consiste en anticlinales de dirección NO-SE a E-O y rango kilométrico que separan cubetas sinformes (Mann et al 1991 c). Los anticlinales suelen tener inmersiones opuestas a lo largo de 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 San Juan ocupa la posición más noroccidental, estando delimitada al Noreste por el cinturón de Peralta y al Sureste por la sierra de Neiba, que la separa de la cuenca de Enriquillo. En la cuenca de Azua, diversas lomas forman un arco que orla la Bahía de Ocoa cuya génesis está relacionada con la indentación de la Cresta de Beata. Tanto estas elevaciones como 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 neógeno más antiguo, la Fm Sombrerito. Internamente, la cuenca de Azua-San Juan 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.

Dentro de la Hoja de Yayas de Viajama, en el territorio ocupado por la cuenca de San Juan-Azua aparecen varias estructuras anticlinales y sinclinales con direcciones predominantes NO-SE. Algunos de estos anticlinales llegan a romperse y cabalgar hacia el SO y S. Como ocurre en el cerro de la Sulza o en el crestón de la Loma de La Jarda. En el borde oriental correspondiente a la terminación de la Sierra de Neiba se observa un anticlinal con orientación SO-NE. Asimismo, en el borde sur de la Hoja, aparece de modo marginal la terminación del “sinclinal de los Güiros” que en la Hoja de Pueblo Viejo presenta además un cabalgamiento.

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. 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 controladas, sobre todo, por el avance de la deformación de este cinturón hacia el SE. Sin embargo, este control no es exclusivo del cinturón de Peralta puesto que en la deformación también interviene la convergencia con la Meseta Oceánica del Caribe, representada en la sierra de Bahoruco. En sectores al sur de la zona de estudio, esta sierra, que ocupa todo el margen meridional de la isla 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 y en el perfil general de la figura 3.2.3. se puede observar la estructura en profundidad. Esta se contempla como una “zona triangular” (en sentido amplio) a gran escala, dentro de la cual la cuenca de Azua-San Juan está delimitada al Noreste, por el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y al Suroeste, por los cabalgamientos de las sierras de Neiba o Martín García. Como ya se explicó en párrafos precedentes, el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta enraíza a escasa profundidad (1,5 a 2 km) en un cabalgamiento basal, que produce un desplazamiento de 10 a 15 km del cinturón sobre la cuenca. 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 1991 a y b). Individualmente, estas sierras recuerdan a las estructuras *pop up* (McClay 1992), dentro de una vergencia general del cinturón de pliegues y cabalgamientos hacia el SO. No obstante, el plegamiento de gran radio que caracteriza a estas sierras, sugiere 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* de basamento.

Tanto la Sierra de Neiba como la de Martín García están escasamente representadas en la zona de estudio y, por tanto, poco más se puede decir de ellas. En la Sierra de Martín García se han cartografiado tres cabalgamientos internos, cuyos buzamientos son superiores a los 50°. Los dos más septentrionales tiene vergencia Norte y el más meridional, vergencia Sur, y a ellos se asocian pliegues anticlinales de gran radio que en su conjunto configuran la estructura braquianticinal de la sierra. De la sierra de Neiba sólo aflora la terminación oriental de su flanco norte. En ella las capas pasan bruscamente de tener una dirección NO-SE y buzamiento NE, a una dirección N-S y

buzamiento E. Esta terminación angular en planta se interpreta como el paso de una culminación frontal a una culminación lateral (McClay 1992) de un pliegue anticlinal vergente al N, asociado al cabalgamiento basal de esta sierra.

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 extremo suroriental. 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. Aunque 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 última, previa al emplazamiento del cinturón de Peralta. Los cabalgamientos emergentes, es decir, los que llegan a afloran en superficie, son escasos, y cuando lo hacen, 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 4 km, aunque ésta puede ser muy variable en función del espesor total de serie estratigráfica existente en el interior de la cuenca. Entre los cabalgamientos emergentes en esta zona, cabe destacar los de Los Güiros, la Loma del Gobierno, cerro de la Sulza y Loma de los Chivos.

Los pliegues del interior de la cuenca están genéticamente relacionados con los cabalgamientos. Los más importantes están asociados a 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 engrosamiento/adalgamiento sedimentario simultáneo a su desarrollo, por lo que también se pueden definir como pliegues de crecimiento (*growth folds*, McClay 1992). Dentro de la tendencia general paraconforme de las unidades que rellenan esta cuenca, este hecho justifica la presencia local de discordancias angulares, sobre todo en el interior de la formación Arroyo Blanco y en el contacto de esta formación con la suprayacente Arroyo Seco.

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, estas fallas 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, el arroyo Tábara y el arroyo Viajama.

El acortamiento ocurrido en el interior de la cuenca es escaso en comparación al calculado para el Cinturón de Peralta.

3.3.2.2. Estructura relacionada con la indentación de la Cresta de Beata.

La Cresta de Beata ha sido definida por Heubeck y Mann (1991), como un promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro de la Meseta oceánica del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de la isla La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 b), la Cresta de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como una indentación de unos 50 km de ancho que, empujada desde el otro margen, colisionó con el sector central de La Española en sentido SSO-NNE, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Previamente y en contraste con esta interpretación, la Cresta de Beata se había considerado como un desgarre o falla transformante dextral que acomodaba el movimiento relativo entre un área caracterizada por un acortamiento cortical en sentido NE-SO, la Cordillera Central, y otra caracterizada por una subducción (*underthrusting*) a lo largo de la fosa de los Muertos (Matthews and Holcombe 1976, Ladd et al 1981 y Biju Duval et al 1983).

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

Los citados anticlinales, aunque con menores dimensiones, tienen la misma estructura braquianticlinial alargada que la sierra de Martín García y se ha llegado a sugerir (Ramírez 1995) que podrían representar la prolongación de ésta. Si esto fuera así, el arco que dibujan estas sierras implicaría un desplazamiento mínimo de unos 20 km 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 (1991 a, b 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 mar adentro (*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 indentación de la Cresta de Beata fue el cierre por el Este de la cuenca de Azua, de tal forma que al Norte de la Bahía de Ocoa el Cinturón de Peralta cabalga directamente sobre las sierras anticlinales de Los Cacheos y Loma Vieja, configurando una “zona triangular” (en sentido amplio) prácticamente cerrada. Hay varias evidencias que permiten suponer que este cierre se produjo durante el relleno de la cuenca, no estrictamente en sus estadios finales como proponen Mann et al (1991b), y simultáneamente al emplazamiento del Cinturón de Peralta sobre ella.

En primer lugar, el frente de la indentación 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 SE del cinturón fue, al menos en parte, una adaptación durante su avance, a la oposición efectuada por el mismo.

En segundo lugar, al norte de Azua, las formaciones Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Via aparecen cobijadas bajo el cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta y en contacto por falla con la formación Sombrerito de la estructura anticlinal de la loma de Los Cacheos. Esta falla es un desgarre subvertical con movimiento sinistral que hacia el Este parece estar en continuidad con la rampa lateral mencionada en el párrafo anterior. En esta

zona, las formaciones citadas dan la sensación de acuñarse hacia el Este y es muy posible que algunas de ellas no rebasaran el alto estructural impuesto por el avance de la indentación. Esta idea está apoyada por la observación realizada en un pequeño afloramiento al Sur de Loma Vieja, en el que la Fm. Arroyo Seco aflora directamente 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 más al Oeste en posiciones más centrales de la cuenca, indicando un alto estructural hacia el Este. Todos estos datos parecen indicar que el funcionamiento de la indentación debió comenzar bastante antes del Plioceno medio, siendo muy probablemente ya activo durante el Mioceno.

Los efectos de la indentación de la Cresta de Beata rebasan ampliamente el ámbito de la Bahía de Ocoa. Mann et al (1991 b) asocian el vulcanismo cuaternario de la región a este proceso, aunque esta asociación se hace con reservas puesto que el citado vulcanismo no se encuentra estrictamente alineado con la zona de influencia de la indentación sino que tiene un desplazamiento de 20 a 40 km al Este respecto de ella. No obstante, la distribución de este vulcanismo según una banda alargada subparalela a la dirección de la indentación, 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, 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 de la Cresta de Beata. Las fallas tienen gran continuidad lateral, con longitudes que superan los 20 km, y un espaciado de 1 a 2 km. Recientemente esta banda se ha señalado como una fuente de movimientos sísmicos (Chiesa 1999).

3.3.2.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en la cuenca de Azua

Los estudios sedimentológicos realizados en el presente trabajo han puesto de manifiesto que las facies sedimentarias de las unidades que rellenan la cuenca de Azua-San Juan 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 (Hoja de Azua, y en esta aquí descrita) que contrastan con la afinidad

pelágica señalada en la Hoja de Pueblo Viejo; igualmente, en la Fm. Trinchera (de la Hoja de Azua) se han identificado ambientes deltaicos frente a las turbiditas de abanicos profundos existentes en esta Hoja y en la de Pueblo Viejo . 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. Arroyo Seco.

En este sentido, la evolución tectosedimentaria de la cuenca propuesta por estos autores necesitaría ciertas precisiones, aunque en términos generales sigue siendo válida. Así, por ejemplo los cambios de facies observados en el seno de la Fm. Sombrero 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 hacia sectores de mayor batimetría hacia el Oeste y el Sur, como sucede en Pueblo Viejo.

A partir del Mioceno medio o superior, según las zonas, comenzó una sedimentación de tipo turbidítico en la Cuenca de San Juan, aunque en la Hoja de Azua sea probablemente de carácter menos profundo que el propuesto por Mc Laughlin et al (1991). En la Hoja de Azua, las turbiditas de la Fm. Trinchera parecen corresponder a medios prodeltaicos más que a abanicos submarinos profundos, si bien en la Hoja de Pueblo Viejo, sí corresponden a abanicos profundos. 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 1991 a, b y c); 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 de la Cresta 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 indentación de la Cresta 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 Arroyo Seco lo hizo de forma muy adelgazada, como ocurría con la Fm. Trinchera.

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 indentación de la Cresta de Beata concluyendo en el Pleistoceno con el recubrimiento de más de 15 km de su margen nororiental bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón, y su cierre total por el Este.

3.3.3. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad. Un caso particular: la estructura relacionada con la terminación oriental de la falla Plantain Garden-Enriquillo

La tectónica de desgarres tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden que en sectores regionalmente orientales forman los límites de la fosa del Caimán desde donde penetran en la isla e individualizan la microplaca de Gonave. 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 Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, mar adentro, y por la falla Septentrional, tierra adentro, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al 1998). En el interior de la isla, el citado

movimiento relativo lo articula principalmente la falla de Enriquillo-Plantain Garden, también con movimiento sinistral, que tiene su terminación oriental en la zona situada al norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua). En el presente trabajo se especula con la posibilidad de que esta terminación produzca una tectónica localizada, aparentemente sobreimpuesta 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: a) fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE, entre las que la dirección media E-O es predominante; y b) fallas de dirección NO-SE. Las primeras se han cartografiado por toda la zona de estudio y afectan a la práctica totalidad de los contactos y estructuras, generalmente con desplazamientos pequeños. En general, estas fallas siguen las mismas pautas que las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden y en términos generales se pueden definir como desgarres sinestrales. Más en detalle, y siguiendo la interpretación de Mann et al (1985), las de dirección E-O corresponden a fallas sinestrales en sentido estricto mientras que las ONO-ESE, subparalelas a la falla Septentrional, pueden tener cierta componente inversa, y las OSO-ENE, subparalelas a la falla de Enriquillo-Plantain Garden, cierta componente normal. Por otro lado, en términos del modelo *Riedel* de fracturación, las primeras se podrían asimilar a fallas de tipo D, las segundas a fallas de tipo "P", y las terceras a fallas de tipo R1. 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, PROINTEC, 1999), indicando una localización o partición de la deformación por cizalla. En este sentido, la parte del cinturón de Peralta comprendida en las Hojas de San José de Ocoa, Yayas de Viajama y Padre las Casas podría corresponder a uno de estos corredores.

Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes en el sector NO de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, 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 las principales unidades tectónicas y/o 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 sinistral inversa o inversa durante la transpresión de finales del Neógeno

(Mann et al 1984). Siguiendo esta interpretación, Mann et al (1991 a, b y c) 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. Entre las fallas de dirección NO-SE más importantes del cuadrante 1:100.000 de Bona0, hay que destacar la zona de falla de La Española (*La Hispaniola Fault Zone*, Mann et al 1991 a, b y c), a la que se asocia el importante afloramiento de la Cresta de peridotitas que con dirección NO-SE atraviesa diagonalmente la zona. Esta cresta, que con una longitud superior a los 100km se ha reconocido incluso mar adentro, al SE de Santo Domingo, tiene un importante registro en el mapa de anomalías aeromagnéticas de la isla (CGG, 1997) y constituye un buen ejemplo de una estructura heredada, posiblemente una sutura, reactivada como falla esencialmente sinistral durante la transpresión neógena.

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 1991 a, b y c), 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, no obstante, también cortan, configurando el sistema de abanicos encajados y fallados que caracteriza las zonas centrales de las Hojas de Pueblo Viejo y Azua. La estructura que se acaba de describir 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 indentación de la Cresta de Beata y su edad es muy reciente, del Cuaternario-subactual, aunque muy probablemente siga activa en la actualidad.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Yayas de Viajama (6071-IV) que se sitúa al Sur de la República Dominicana participa de varios dominios morfoestructurales. Una parte importante de la Hoja, la situada hacia el NE de la misma, está constituida por los relieves de la vertiente meridional de la Cordillera Central, concretamente del denominado Macizo Central; casi todo el resto de la superficie de la Hoja está ocupada por los depósitos de la cuenca de San Juan-Azua y una muy pequeña extensión al SO de la misma, la ocupan las últimas estribaciones orientales de la Sierra de Neiba. A los depósitos de la cuenca de San Juan Azua se le superponen los relieves del volcanismo cuaternario, con lo que al final la Hoja, desde el punto de vista geomorfológico, es un poco ecléctica, pues participa de distintos estilos morfoestructurales.

Orográficamente la Hoja responde a los distintos dominios citados previamente, de este modo las mayores altitudes de la Hoja corresponden a las estribaciones del Macizo Central, al NE de la misma, como son El Gajo de Nuez (1690m.), el pico más alto, la Loma de Guayabo (1638 m.), Cerro La Cabirma (1603 m.) y otras superficies de 1600 m., 1540 m., etc. sin nombres específicos que presentan una orientación NO-SE acorde con las estructuras tectónicas en esa parte de la Cordillera Central. Las cotas más altas van disminuyendo paulatinamente hacia el NO, SO y SE, alcanzando en estas zonas, todavía dentro del dominio de la Cordillera Central, altitudes de 777 m. en El Salto, de 600 m. en El Carrizal o de 1120 m. en Loma La Bija.

En el área NO las cotas más altas corresponden a conos volcánicos cuaternarios que parten de altitudes de 300-400 m. para alcanzar los 700-800 m. en el punto del centro de emisión; ejemplos de ello son los Cerros de Paso del Limón (843 m.), Loma de los Puercos (840 m.), Loma de Oro (829 m.), Loma La Piedra (788 m.), Loma de Mesetas (703 m.) etc.

Al Sur de la Hoja, dentro del dominio de la cuenca de San Juan-Azua, destacan los relieves de los depósitos plioceno-cuaternarios de la Formación Arroyo Blanco, también condicionados, aquellos, por las directrices estructurales. Las mayores alturas alcanzan los

300-400 m. y más que cerros aislados destacan líneas de cumbres como El Firme de los Baitoales, Firme de Mendez, Gajo del Espejo o Loma La Gallina.

En el extremo O las estribaciones de la Sierra de Neiba corresponden a los relieves miocenos de Loma Vieja.

Las zonas más deprimidas de la Hoja las constituyen los valles cuaternarios de los ríos Jura y Yaque Sur y de los Arroyos Viajama y Tábara. Topográficamente los puntos más bajos son las salidas de los ríos Yaque del Sur y Jura con 180 m. y 130 m., respectivamente.

El clima es de tipo tropical húmedo, algo suavizado por el hecho de ser una isla. No existe invierno, únicamente temporada seca (o menos lluviosa) (Diciembre-Marzo) y temporada lluviosa (Abril-Junio).

El volumen de precipitaciones varía mucho del N al S de la Hoja, con 750-1000 mm. de precipitaciones medias anuales y 103 días o más, de lluvias anuales al N y menos de 750 mm. y 53 días al S. Las temperaturas medias del mes de Agosto no difieren mucho de las medias en el mes de Enero, oscilando aquellas entre los 24° y los 26°C y éstas entre los 22° y los 24°C.

El promedio anual de temperaturas máximas para el N se encuentra alrededor de los 30° y en el S de los 32°. El promedio anual de temperaturas mínimas en el N es de alrededor de 19° y en el S de los 22°.

La red hidrográfica de la Hoja se distribuye entre tres cuencas diferentes: la del Río Yaque del Sur al NO, la del Arroyo Tábara al S y la del Río Jura al E. En todas ellas la red de drenaje se dirige hacia el S. En la cuenca del Yaque del Sur es importante la presencia del Arroyo Viajama, que recorre el NO de la Hoja recogiendo el caudal de distintos arroyos para verter sus aguas al Yaque del Sur. En el Arroyo Tábara también desembocan numerosos arroyuelos o líneas de incisión. Así mismo el Río Jura unifica las aguas de distintos arroyos, entre los que destacan el Arroyo Sonador o el arroyo Ventura.

La red viene muy condicionada por el sustrato, así en la parte NE de la Hoja, aquella aparece muy encajada, con fondos de valle casi sin depósito y con un aspecto dendrítico-rectangular reflejo del sustrato y la estructura.

En la zona NO los relieves volcánicos marcan una red de valles abiertos y disposición radial. Hacia el S en la cuenca del Tábara, los materiales sedimentarios, blandos, dan un tipo de red, paralela, apretada, con amplios depósitos de fondo de Valle. En la cuenca del Jura, también al S, la red toma un aspecto más dendrítico, con valles también amplios y depósitos de terrazas y fondos de valle.

4.2. Análisis Morfológico.

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

4.2.1. Estudio Morfoestructural

Morfoestructuralmente la Hoja se enclava principalmente en dos grandes dominios, uno, que constituye los relieves Meridionales de la Cordillera Central, y otro, los depósitos de la cuenca de San Juan-Azua. A estos se les superponen los materiales del volcanismo cuaternario. Al O asoma una mínima superficie en la Hoja con los relieves de la Sierra de Neiba.

Los relieves de la Cordillera Central están representados casi en su totalidad, excepto un pequeño afloramiento de depósitos del Grupo Ocoa, por diferentes formaciones del Grupo Peralta, de edad Eoceno.

El Grupo Peralta está constituido en la Hoja por distintas formaciones descritas en el capítulo 2 y entre las que, a efectos geomorfológicos, por su amplia representación cartográfica, cabe destacar solo a dos: Formación Ventura y Formación Jura. La Formación Ventura está formada por una fina alternancia rítmica de areniscas, margas y lutitas y la Formación Jura por una serie de calizas tableadas blancas. La clara diferencia de competencia entre las dos formaciones hace que la serie calcárea de resaltes morfológicos

y que se ponga en evidencia la marcada estructuración de pliegues, fallas y cabalgamientos, que con una dirección NO-SE afectan a estas formaciones. A menudo la red hidrográfica discurre por los materiales más blandos con una disposición dendrítica-rectangular, que debe sus formas a las estructuras E-O producidas posteriormente por la tectónica de desgarres Mioceno Superior- Actualidad.

Dentro del dominio de la cuenca de San Juan–Azua hay que distinguir dos sectores en la Hoja. El primero de ellos corresponde al ángulo NO de la Hoja, en él a los suaves relieves neógenos del Valle de San Juan se le superponen los constituidos por el volcanismo cuaternario.

Las emisiones volcánicas de edad pliocena-cuaternaria presentes en la Hoja pertenecen al conjunto de rocas volcánicas de ámbito regional emitidas durante ese periodo; éstas aparecen bien representadas en otras Hojas limítrofes, especialmente en Padre Las Casas y Sabana Quéliz. Existen dos episodios principales, uno primero constituido por materiales basálticos (s.l.) y otro posterior de composición predominante traquiandesítica. Entre los primeros se podrían citar los edificios y coladas del Firme de Manuel Chiquito, Loma de La Piedra o Loma de los Chivos y entre los segundos los Cerros de Paso Limón, Loma de los Puercos, Loma de Oro, Cerro de la Laguna, Loma de las Mesetas, etc. Los conos basálticos parecen en general estar más alterados y desmantelados y a menudo enterrados por el episodio siguiente, pero a efectos del relieve la diferencia composicional no es tan fuerte como para marcar diferencias morfológicas, así pues todo este conjunto de edificios y coladas entre los que destacan claramente los conos volcánicos, con formas cónicas y a veces domáticas, dan un fuerte resalte a modo de plataforma, donde destacan los cerros correspondientes a los centros de emisión. Como ya se indicó en el apartado anterior, sus bases parten de cotas de alrededor de los 300-400 m. para alcanzar en los picos altitudes de 700-800 m. muy llamativos en el paisaje. La red de drenaje, no muy desarrollada en este área, está totalmente condicionada por el sustrato, apareciendo por tanto con una disposición radial, pues las líneas de incisión parten de la parte alta de los diferentes cerros cónicos.

El otro sector de la cuenca de San Juan-Azua que ocupa la parte Central y S de la Hoja está formado por materiales neógenos y cuaternarios.

Los materiales neógenos están representados por las formaciones Sombrerito, Trinchera y Florentino del Mioceno y la Formación Arroyo Blanco del Plioceno. Todas ellas

están constituidas por series sedimentarias con fallas de direcciones similares a las que se describían para la Formación Arroyo Seco, que es la que realmente ocupa una extensión muy significativa, siendo las anteriores desde el punto de vista geomorfológico muy poco representativas.

La Formación Arroyo Seco, de edad Plioceno-Pleistoceno, consiste en una sucesión de niveles conglomeráticos, fundamentalmente; de génesis fluvial, se extiende ampliamente por el S de la Hoja. Se encuentra afectada por juegos de fallas cuyas direcciones principales son: E-O, ENE-OSO, NNO-ESE, NNE-SSO. La red hidrográfica también se adapta a dichas direcciones, fundamentalmente a la NNO-SSE, ofreciendo una distribución paralela. El relieve es muy suave, alomado, especialmente en comparación con lo relieves de la Formación Peralta, pues sus cotas máximas son mucho más bajas.

Los materiales cuaternarios también adquieren una extensión destacable en la Hoja. En el centro de la misma se disponen unos sistemas de glacis y abanicos que articulan los grandes relieves de la Formación Peralta con los de la cuenca sedimentaria. Por otro lado cabe citar la red fluvial cuaternaria con amplios depósitos de fondo de valle, que aparecen encajados especialmente en la Formación Arroyo Seco. El Río Yaque del Sur y Arroyo Viajama son los más destacados, con algunas terrazas en sus márgenes, amplias llanuras de inundación y fondos de valle de relativa importancia.

Al O de la Hoja aparecen los relieves medios de la Sierra de Neiba constituidos por la Formación Sombrero formada por capas de calizas que se disponen en cierre periclinal.

Se describen a continuación las formas endógenas diferenciándose las de origen volcánico y las estructurales.

4.2.1.1. Formas Volcánicas.

Las manifestaciones volcánicas existentes en la Hoja se enmarcan en la región volcánica Constanza-Yayas de Viajama de edad pleistocena, que forma una franja de unos 30 km de ancho que se extiende en dirección NE-SO desde Constanza (Valle Nuevo) hasta la cuenca de San Juan-Azua.

De acuerdo con lo que se describe en el capítulo 2 pueden existir dos grupos de emisiones volcánicas: una, de carácter calcoalcalino, que migraría en el tiempo de SO a NE y otra, de carácter alcalino con direcciones ENE-OSO, de génesis magmática y estructural diferentes y coincidencia espacio-temporal.

Independientemente de su actividad geoquímica o petrológica las formas no difieren especialmente, salvo muy ligeramente en su grado de conservación, que no es tan diferente como para distinguirse morfológicamente.

Las formas volcánicas que han sido destacadas son los centros de emisión, y las coladas con su dirección de flujo, cuando ello es posible. Los cráteres normalmente no se conservan, salvo el cráter supuesto señalado en el Cerro La Laguna.

En el área NO hay una zona muy amplia donde se concentran varios centros de emisión y sus coladas superpuestas; son los Cerros de Paso del Limón, Loma de los Puercos, Loma de Oro, Cerro La Laguna y Loma de Mesetas, todos ellos de composición tranquiandesítica y traquítica. La extensión puede significar unos 25 km².

Otra zona de afloramientos también muy amplia es la situada al Centro-Norte de la Hoja, con los Cerros de Loma del Boquerón, Loma de los Chivos, Loma La Piedra, Firme de Manuel y Loma Mesa de los Limones, separados entre sí por la red fluvial cuaternaria que incide en ellos.

Además existen pequeños afloramientos dispersos, de los cuales el situado más al SE de la Hoja, sobreimpuesto a la Formación Peralta, se encuentra al S de Los Camarones y al O de Majaval.

4.2.1.2. Formas Estructurales.

Una de las formas más desarrolladas en la Hoja son las fallas con expresión morfológica. Constituyen un conjunto de accidentes bastante recientes que se encuentra relacionado con la tectónica de desgarres activa en la isla desde el Mioceno Superior (Mann et al, 1991 a, b y c).

Se pueden observar varias familias de fallas con direcciones: N-S, NNO-SSE, ENE-OSO Y NNE-OSO. Quizá la dirección que más marca accidentes morfológicos es la NNO-SSE, pues numerosas líneas de incisión llevan esa dirección, especialmente en la Formación Arroyo Seco; pero p.e. en la Formación Peralta destacan más las direcciones NO-SE y E-O que sigue la red hidrográfica. No obstante también las otras direcciones marcan accidentes morfológicos, como sucede con las fallas supuestas con expresión morfológica que se ponen en evidencia por el trazado rectilíneo de los valles del Río Yaque del Sur y Arroyo Viajama que coinciden con direcciones NO-SE, NE-SO y N-S.

Se han identificado trazas de capa especialmente en las formaciones de Arroyo Blanco y Arroyo Seco. En ambos casos esto ocurre debido a la erosión diferencial entre capas competentes e incompetentes. Las capas de Arroyo Blanco se han distinguido sobre todo en el área de Loma de La Jarda y las de Arroyo Seco en el paraje de Los Blancos o en el Cerro Guaraguito donde adoptan una morfología de cuevas.

4.2.2. Estudio de Modelado

Se tratan a continuación las formas erosivas y de acumulación que han sido originadas por la acción de los procesos externos. La descripción se realiza de manera agrupada según el tipo de proceso genético y se aportan todos los datos referentes a sus características geométricas, litológicas y cronológicas.

4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Las formas de ladera con depósito corresponden en esta Hoja a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos se disponen de una manera dispersa casi exclusivamente en el área NE de la Hoja, la ocupada por los relieves del cinturón de Peralta. Las fuertes pendientes junto a la pluviometría, constituyen las principales causas de la formación de deslizamientos en esta zona; estos están favorecidos asimismo por la alteración de los depósitos que provoca un aumento en la fracción arcillosa original. Normalmente presentan una clara cicatriz de deslizamiento.

Los afloramientos más significativos se encuentran en las áreas de cabecera de los Ríos Jura y Arroyo Viajama y en las proximidades de Tábara Arriba. Sus espesores son muy variables de unos afloramientos a otros y del área de cabecera a la parte baja, pudiendo alcanzar en ésta decenas de metros.

Su granulometría consiste fundamentalmente en cantos y bloques con una matriz arcillosa, en una distribución caótica; los bloques pueden llegar excepcionalmente a los 2 m. Normalmente están formadas por rocas pertenecientes al Grupo Peralta.

Los coluviones se desarrollan de forma dispersa y aislada en la Hoja, en pequeños afloramientos de escasa significación espacial. Se localizan en las laderas de mayor pendiente tapizándolas y suavizando el relieve y en las vertientes más próximas al encajamiento fluvial. Están constituidas por cantos envueltos en una matriz areno-arcillosa estando su composición ligada a la de las laderas donde se asientan.

Las facetas triangulares aparecen de manera local en la Hoja. Se desarrollan en las calizas y margocalizas de la Formación Sombrerito, en uno de los cierres periclinales de la Sierra de Neiba al O de la zona de estudio.

4.2.2.2. Formas fluviales.

Se han distinguido en la Hoja distintos tipos de depósito de origen fluvial, como son: fondos de valle, llanuras de inundación, terrazas y abanicos aluviales-conos de deyección.

Los fondos de valle son los que presentan una relación más directa con los cauces actuales. Sus depósitos se encuentran ampliamente representados en la Hoja, especialmente en el área Sur, sobre la Formación Arroyo Seco, donde las pendientes se encuentran más suavizadas. Los de más extensión superficial son los correspondientes al Arroyo Viajama y su unión con el Río Yaque del Sur y afluentes. Otros depósitos a mencionar son los del Río Jura y Arroyos Iradón, Biáfara, etc. todos ellos vertiendo hacia el Sur. Su anchura puede alcanzar en algunos casos, como en el Río Yaque del Sur o en el Arroyo Viajama, casi el kilómetro, y su potencia se supone varía entre 1 y 5 m. Su granulometría predominante son los cantos (entre 5 y 20 cm.), seguidos de las gravas gruesas, arenas y excepcionalmente bloques hasta de 1 m.; el grado de redondeamiento suele ser alto. La litología es de composición muy variada, pues a veces el recorrido de los

curso es largo, encontrándose fragmentos de rocas volcanoclásticas, plutónicas, calizas etc de diferentes formaciones y edades.

Las llanuras de inundación señaladas en la cartografía corresponden básicamente a las desarrolladas por los Ríos Yaque del Sur y Jura y por el Arroyo Viajama. Estas llanuras normalmente aparecen secas pero con relativa frecuencia, en épocas de grandes lluvias o de ciclones, como ocurrió p.e. con el ciclón Georges, se inundan totalmente, teniendo lugar la llegada de nuevos aportes y modificación de la geometría de los mismos o de los cursos de agua. Su potencia puede alcanzar los 4-5 m. La granulometría y litología presentada es básicamente la misma que la descrita para los fondos de valle; el grado de redondeamiento varía un poco, debido a la mayor rapidez del medio de transporte, siendo sus cantos subangulosos-subredondeados y también la proporción de finos suele ser superior con mayor presencia del tamaño limo. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las imbricaciones de cantos, estratificación cruzada y bases canalizadas.

Los depósitos de terrazas se reconocen de forma intermitente en los cursos principales de la Hoja, como Ríos Yaque del Sur y Jura y Arroyos Viajama, Tábara, Los Charcos y Biáfara. Se localizan fundamentalmente en la parte meridional de la Hoja, cortando normalmente a la Formación Arroyo Seco, donde las pendientes son más suaves. Su granulometría consiste en gran medida en cantos heterométricos (5-25 cm.) con gravas gruesas, a los que subordinadamente se añaden arenas y bloques de hasta 1 m. de diámetro. Las litologías, como ocurre con otros depósitos fluviales, son muy variadas desde rocas volcanoclásticas, pasando por rocas lávicas o plutónicas, hasta calizas, de diferentes edades y formaciones. Se observan distintas estructuras sedimentarias como imbricaciones de cantos, estratificaciones cruzadas, cicatrices erosivas o bases canalizadas.

Estos depósitos de terrazas se han agrupado en dos conjuntos en función de su posición respecto al cauce. Así las terrazas medias-altas son aquellas que se encuentran desconectadas de la red fluvial actual, pudiendo alcanzar cotas relativas de hasta +40 m. con potencias de 3 a 6 m. y las terrazas bajas son aquellas encajadas, junto al cauce actual con una cota de 1 a 3 m. sobre el mismo y con espesores de 1 a 3.5 m.

Los abanicos aluviales y conos de deyección aparecen bien representados en la Hoja, encontrándose en relación con los principales cursos fluviales como el Río Yaque de Sur, Jura, Viajama, Los Charcos etc. Unos son de menor entidad, con radios de unos

cientos de metros, que se forman a la salida de los arroyos a los valles principales; otros constituyen verdaderos abanicos que coalescen unos con otros y articulan relieves colgados de otros abanicos anteriores con la red fluvial actual. Estos ocupan kilómetros cuadrados de extensión y se sitúan en la zona de Amiama Gómez, Tábara Arriba y Sajanoa. Están constituidos por gravas y cantos envueltos en una matriz areno-arcillosa. Su litología está directamente relacionada con su área fuente, consistiendo en el caso de los abanicos, en materiales fundamentalmente del Grupo Peralta y en menor medida en rocas volcánicas cuaternarias.

Las formas fluviales erosivas más notorias son aquellas que están en relación más directa con el encajamiento de la red. De ellas la incisión lineal es la más frecuente, significando, en líneas generales un importante encajamiento de la red. Este encajamiento sin embargo varía mucho según el tipo de litología, las cotas absolutas alcanzadas por las distintas formaciones y el tiempo transcurrido. Así p.e. en los materiales del Grupo Peralta, al NE de la Hoja, las pendientes de las laderas son siempre superiores al 30% y el encajamiento es de varios cientos de metros. Al Sur el encajamiento en los materiales de la Formación Arroyo Seco es significativa pero mucho menor que en el caso anterior, no superando los 50 m. y siempre con pendientes inferiores al 30% o al 10%. En los terrenos volcánicos la incisión de la red es más suave e incipiente todavía. La red pues, toma diferentes configuraciones en distintos ámbitos de la Hoja, de las que se trato en el punto 4.1. Los interfluvios adquieren formas coherentes con el comportamiento de la red; salvo en el caso de los materiales volcánicos cuaternarios donde son suaves y alomados, en el resto de la Hoja aparecen como aristas pronunciadas y tanto más cuanto mayor es el grado de encajamiento de la red.

El Arroyo Biáfara y el Arroyo Sajanoa al Sur de la Hoja presentan pequeños escarpes fluviales al encontrarse los ríos encajados algunos metros en la formación de Arroyo Seco.

Los procesos de erosión lateral del cauce se registran en tramos donde los ríos muestran una condición meandriforme y donde el sustrato es relativamente blando. Esto ocurre p.e. en el Arroyo Biáfara, Río Jura, Río Irabón o en el Arroyo Los Charcos.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Los glacis son las formas de acumulación poligénicas que tienen representación en la Hoja. Afloran ampliamente en el sector central de la Hoja y se disponen de manera adosada a los relieves de los materiales del Cinturón de Peralta, especialmente en el área entre el Arroyo Viajama y el Río Jura. Estos depósitos tapizan las laderas y suavizan las pendientes. Han sido distinguidas dos generaciones de glacis, una primera de edad Pleistoceno y otra segunda de edad Pleistoceno-Holoceno; esta segunda se encaja en la primera, aparece lógicamente más alejada de los relieves que la primera y se genera asimismo a expensas de ella. Las potencias son muy grandes pudiendo alcanzar en algún caso particular 80-100 m. los de la 1ª generación y 50 m. los de la 2ª. Son depósitos muy caóticos y heterométricos, donde predominan los cantos y las gravas, con bloques que pueden llegar a 1 m. y con una matriz areno-arcillosa, que en el caso de la 2ª generación puede ser mayoritaria en algunos niveles; los cantos suelen ser redondeados. Desde el punto de vista litológico los depósitos de la 1ª generación están constituidos casi exclusivamente por componentes procedentes de las calizas de la Formación Jura, mientras que los de la 2ª también contienen elementos de las rocas volcánicas cuaternarias. La superficie de ambas generaciones presenta un fino encostramiento calcáreo. Aisladamente se puede observar la presencia de estructuras sedimentarias como imbricación de cantos o bases erosivas.

Entre las formas poligénicas sin depósito se encuentran en primer lugar las superficies de erosión. Estas se localizan todas ellas en el sector NE ocupado por los materiales del Grupo Peralta y parece que preferentemente sobre calizas de la Formación Jura. Corresponden a superficies relictas preservadas en las principales aristas, con formas muy alargadas y en ocasiones de algún kilómetro de longitud. Se disponen a menudo paralelas entre sí con la misma dirección que presentan las estructuras predominantes, es decir la NO-SE. Las cotas a las que se sitúa oscilan entre los 1400-1500 m. y se encuentran preferentemente en el extremo del ángulo NE de la Hoja.

Se han cartografiado dos inselbergs, uno en la Loma del Guayabo y otro en el borde E de la Hoja, al E del Arroyo Ventura, que se desarrollan en líneas de cumbres y representan cerros aislados de formas cónicas o subpiramidales, que destacan como relieves relictos sobre dichas líneas de cumbres.

Las grandes aristas se desarrollan con profusión en la mitad NE de la Hoja, especialmente sobre los depósitos del Grupo Peralta. Evidencian las líneas generales de

estructuración del sustrato en la zona, presentando con preferencia direcciones NO-SE y E-O.

4.2.2.4. Formas lacustres-endorreicas.

Únicamente se ha detectado un pequeño afloramiento en las proximidades de Yayas de Viajama.

Consiste en el relleno de una pequeña depresión desarrollada sobre depósitos de la Formación Trinchera. El relleno está constituido por sedimentos de granulometría fina, arcillas y limos oscuros de tonos grises y beige, cuya tonalidad la deben al contenido en materia orgánica. Su potencia es difícil de evaluar pero se estima en inferior a 3-4 m.

4.3. Evolución Geodinámica

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

La acción de los procesos que influyen en la creación y modelado del relieve actual se mantiene activa desde el Neógeno. En este sentido hay que destacar el papel de la estructuración del sustrato. Esta estructuración se define a partir del Mioceno Superior, momento en que empieza a funcionar en la isla, en un contexto transpresivo, una tectónica de desgarres durante la cual vuelven a funcionar accidentes formados en el Eoceno y se crean otros nuevos, que en ésta Hoja se traducen en fallas de dirección N-S, NNO-SSE, ENE-OSO, y NNE-SSO. Estos sistemas de fallas han actuado durante todo el Cuaternario, incluso hasta el momento presente. De este modo en la cuenca de San Juan –Azuá, que se constituyó a partir del Mioceno Superior con una dirección NO-SE paralela a las estructuras existentes en el cinturón de Peralta y contemporánea de cuencas intramontanas del interior de la isla, durante el Plioceno-Cuaternario se depositaron los materiales continentales de la Formación Arroyo Seco, formación muy extendida al Sur de la Hoja y en la que se reflejan las familias de fallas citadas previamente, especialmente la NNO-SSE. En el área Centro-NE de la Hoja donde afloran los depósitos del Cinturón de Peralta las direcciones predominantes son las NO-SE, heredadas de eventos anteriores, y la E-O más típica de la tectónica post-Mioceno Superior en esta zona.

Este modelo tectónico es el que condiciona en gran medida la estructuración de la red hidrográfica, que es un elemento muy importante en la caracterización del modelado de la Hoja.

En el área NNO las emisiones volcánicas originan durante el Pleistoceno un rejuvenecimiento del relieve, cubren las estructuras anteriores y sólo se aprecian algunas fallas N-S y ENE-OSO correspondientes a la tectónica más reciente. Las emisiones pertenecen al conjunto de rocas volcánicas emitidas durante este periodo en esta parte de la isla, extendiéndose asimismo a otras Hojas próximas como Padre Las Casas y Sabana Quéliz y otras algo más alejadas. Básicamente se distinguen dos episodios, que abarcan el mayor volumen de las emisiones, uno constituido por materiales basálticos (s.l.) y otro posterior de composición predominante traquiandesítica.

Como se ha mencionado, los procesos de mayor influencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. El levantamiento mantenido en la isla unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, propicia el espectacular encajamiento de los cursos hidrográficos y el rápido desmantelamiento de las formas más antiguas. La intensa actividad erosiva originada a partir de la instalación de la red se manifiesta por el predominio de formas de origen fluvial: incisión lineal, interfluvios en aristas, erosión lateral de los cauces y escarpes en las márgenes de los cursos. Las formas fluviales de acumulación son también importantes, debido a que buena parte de la Hoja se encuentra situada dentro de la depresión San Juan–Azua. Así, los abanicos aluviales y llanuras de inundación adquieren gran relevancia ocupando extensiones significativas. Otras formas de acumulación fluvial son las terrazas que evidencian los sucesivos encajamientos de la red; se localizan con preferencia junto a los principales cursos de la Hoja. Las terrazas altas-medias se encuentran bastante desmanteladas situándose hasta unos +40 m. por encima del cauce. Las terrazas bajas se disponen a su vez a +1-3 m. junto al cauce actual. Los fondos del valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial. Los conos de deyección también constituyen formas frecuentes que son desarrolladas en la desembocadura de cañadas y arroyos.

Los depósitos de ladera se manifiestan como coluviones, poco frecuentes, y deslizamientos que tienen lugar preferentemente en los relieves del Cinturón de Peralta al NE de la Hoja.

Las formas poligénicas se encuentran en relación con procesos que registran una actividad cronológicamente muy prolongada, así que las más antiguas raramente se preservan. De forma localizada se preservan restos de una superficie de erosión desarrollada alrededor de la cota de 500 m. Posiblemente la formación de la primera generación de glaciares esté relacionada con el desmantelamiento de dicha superficie. En las aristas principales destacan localmente los inselbergs, constituyendo elevaciones aisladas que representan relieves relictos preservados de la erosión.

El endorreísmo constituye un fenómeno muy localizado y se limita a una depresión en las proximidades de Yayas de Viajama.

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

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

La morfología actual-subactual en las zonas montañosas está marcada principalmente por la incisión de la red de drenaje, generándose encajamientos muy pronunciados que denotan un gran potencial de erosión y transporte de sedimentos. La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, fenómeno que propiciará la desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de las superficies de erosión.

En la cuenca de San Juan-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 rejuego de las fallas activas desarrolladas en las zonas apicales.

Los riesgos geológicos más importantes que se pueden citar para esta zona consisten en inundaciones y avenidas y fenómenos de inestabilidad de laderas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valle y llanuras de inundación; en las zonas de más relieve el riesgo va unido al fuerte encajamiento de la red, como ocurre al NE de la Hoja y en zonas más deprimidas el riesgo son las grandes inundaciones de las llanuras y los valles, como ocurrió en el Río Yaque del Sur al paso del huracán Georges, debido a la gran cantidad de agua y de depósitos que transporta al llegar a la zona de estudio.

También hay que resaltar la actividad de los conos de deyección o de las partes distales de los abanicos aluviales en épocas de fuertes lluvias, pues representa un riesgo apreciable.

Los procesos de erosión del suelo son acusados en todas las áreas con pendientes pronunciadas debido a la gran velocidad con que se encaja la red, generándose formas de vaciado importantes en el sustrato, (incisión lineal, regueros, cárcavas etc.) en cortos periodos de tiempo. En los principales cursos de agua y en los abanicos aluviales 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 del NE de la Hoja. El riesgo más elevado corresponde a la generación de deslizamientos que se producen en laderas pronunciadas sobre sustratos con litologías preferentemente margosas y lutíticas. Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones que constituyen formas activas de acúmulo de materiales inestables en laderas.

Por último se puede indicar que el riesgo de sismicidad en la zona es de moderado a bajo y vendría determinado por el juego de alguna falla que acompaña a cualquiera de las grandes fallas activas en la isla.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

Dentro de la Hoja de Yayas de Viajama se pueden diferenciar dos grandes dominios: La Cordillera Central, y la Cuenca de San Juan-Llano de Azua. Por tanto, para una mejor exposición de este capítulo se harán referencia a las hojas limítrofes, principalmente las que constituyen los cuadrantes (1/100.000) de Constanza y Azua. Así, pueden diferenciarse tres grandes etapas dentro de la evolución paleogeográfica de la región:

- Durante el Cretácico superior tiene lugar la construcción de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central.
- En el Paleógeno predomina la sedimentación según un surco submarino paralelo al arco insular cretácico.
- Por último, el periodo Neógeno-Cuaternario se caracteriza por la compartimentación de la región dando lugar a varias cuencas que son rellenadas por sedimentos marinos y continentales. Es en esta época cuando se configura la fisonomía actual de la región.

5.1. El arco insular del Cretácico superior

La historia geológica de esta región del borde sur de la Cordillera Central se inicia en el Cretácico superior, cuando la polaridad en la subducción del sector septentrional protocaribeño habría sufrido una inversión, cuyos pormenores aun no han sido suficientemente detallados. No obstante, el régimen geodinámico de comienzos del Cretácico se debió ver bruscamente abortado, a mediados de dicho periodo, como

consecuencia de una modificación en el rango de competencia. Draper y Gutiérrez Alonso, 1.997 proponen que el cierre de la subducción, hacia el norte, del Cretácico inferior, estaría provocado por un proceso de obducción (Aptiense-Albiense) en el que se verían implicadas principalmente las formaciones Duarte y Loma Caribe. Este proceso es seguido por la subducción de la litosfera atlántica bajo la caribeña. Así, la construcción de este arco insular se produjo en un contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica. No obstante, aunque en esta Hoja no llegan a aflorar los materiales de este arco insular (Fm. Tireo), se ha observado algún pequeño asomo de rocas volcánicas en las inmediaciones de Sajanoa que podrían atribuirse a esta formación.

En el sector SO de este arco volcánico se desarrolló una cuenca marginal a “espaldas del arco” que se describirá a continuación y que sí que afecta claramente a esta Hoja.

5.2. La Cuenca paleógena de “back arc”

Ante la falta de registros y dataciones que permitan precisar el límite Cretácico-Terciario, parece que existió un cierto lapso temporal entre el cese de la actividad del arco y el inicio de la sedimentación terciaria, que parece que tuvo lugar a comienzos del Eoceno. No obstante, no puede descartarse que se iniciara tal vez en el Paleoceno. Esta sedimentación paleógena se produjo en un surco submarino profundo, alargado según la dirección NO-SE y paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al noreste. Este arco se localizaría en el ámbito de la actual Cordillera Central y debió funcionar como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual Cinturón de Peralta. El relleno de esta cuenca se llevó a cabo en dos grandes etapas, relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa. Dentro de la Hoja de Yayas de Viajama aparece ampliamente representado el Grupo Peralta y de modo muy marginal el Grupo Río Ocoa, en el borde oriental.

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

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura, posiblemente en respuesta a la inestabilidad del área madre, que habría comenzado su estructuración en las zonas más internas, fundamentalmente mediante un proceso de

imbricación de diversas escamas. El surco paleógeno sufrió la invasión de lóbulos turbidíticos correspondientes a abanicos submarinos profundos, propagados hacia el Sureste y nutridos del desmantelamiento del arco cretácico, llevado a cabo con una elevada tasa erosiva como sugiere la potente acumulación sedimentaria que ocasionó que sus últimos depósitos se acumularan en condiciones más someras.

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

La elevada tasa de sedimentación, característica del paleógeno en la región, sufrió una considerable disminución en el paso al Eoceno superior, registrándose un episodio de condensación en ambientes pelágicos cuyo resultado son las Capas rojas de Jura. El posterior depósito de la Fm. El Número supuso un nuevo incremento de la tasa sedimentaria, con una potente acumulación de depósitos pelíticos en condiciones pelágicas no abisales, con intercalaciones turbidíticas de posible origen prodeltaico, reflejando condiciones más someras que las correspondientes a la Fm. Ventura. La estabilidad del depósito de la Fm. El Número se vió 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.

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

La paleografía bajo la que se produjo el depósito de la Fm. Ocoa no es bien conocida, y se han sugerido dos posibilidades (Hojas de San José de Ocoa y Azua): según una de ellas, las dos bandas en las que aflora corresponden a cuencas paralelas desconectadas entre sí, al interponerse entre ambas un umbral constituido por materiales del Grupo Peralta, implicando una notable restricción del área sedimentaria con respecto a éste; según la otra, más probable, se supone que todos los afloramientos pertenecen a una misma cuenca y que su actual separación se debe al efecto de los procesos tectónicos y erosivos posteriores.

Al igual que en el caso del Grupo Peralta, la cuenca en la que se produjo la sedimentación de la Fm. Ocoa correspondería a un profundo surco alargado según NO-SE, limitado al Noroeste por un frente activo (Cordillera Central), y al Suroeste por un margen más estable, en el que se llevaría a cabo el depósito de las calizas de la Fm. Neiba. La distribución de facies de la Fm. Ocoa denuncia inequívocamente una mayor distalidad hacia el Sureste y una clara tendencia somerizante con el paso del tiempo. Así, en el sector septentrional (Hojas de Sabana Quéliz y Constanza) se acumularon espectaculares masas conglomeráticas correspondientes a abanicos deltaicos, en tanto que hacia el Sureste (borde oriental de esta Hoja, de Yayas de Viajama, y 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 la existencia de taludes.

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

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

avance que, prolongado hasta el Cuaternario, ha condicionado tanto la evolución sedimentaria como la estructura de la cuenca.

5.3. Las cuencas neógenas

La abundancia de datos relativos a los materiales neógenos y cuaternarios permite mayores precisiones paleográficas 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 dió comienzo 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 fue 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 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 sobre la dinámica propia del cinturón de dos acontecimientos de envergadura geodinámica: la aproximación desde el Suroeste de la cresta de la Beata, que actuó a modo de indentación, 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 tanto en

la zona de Azua como en esta Hoja, donde se han reconocido ambientes de plataforma carbonatada somera que sugieren la elevación del sector suroriental de la cuenca bien como consecuencia del avance del frente del Cinturón de Peralta o como consecuencia de la aproximación de la cresta de la Beata desde el Suroeste, en dirección a la bahía de Ocoa, sin que ambas causas sean excluyentes.

Sea como fuere, la cuenca insinuaría una cierta estructuración ya en el Mioceno superior, como se deduce de la distribución de facies y espesores de la Fm. Trinchera, depositada fundamentalmente por sistemas turbidíticos relacionados con abanicos submarinos de cierta profundidad. El sistema principal tuvo su origen al Norte de la zona de San Juan y avanzaría hacia el Sureste “encauzado” entre los relieves de la Cordillera Central (al NE) y una incipiente sierra de Neiba (al SO); 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 extremo suroriental de la cuenca sugerida durante el depósito de la Fm. Sombrero, sería ya un hecho e incluso parece probable que en ella 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, continentales, aún en el Plioceno.

La tendencia a la emersión habría individualizado la Cuenca de Enriquillo, al Suroeste de la sierra de Neiba, de la de Azua-San Juan caracterizándose aquella por una sedimentación de tipo evaporítico. En la creación y evolución de la Cuenca de Enriquillo ha ejercido un papel preponderante la falla de Enriquillo-Plantain Garden, perteneciente a un sistema de notables desgarres de dirección E-O que han articulado el desplazamiento relativo de la placa Caribeña hacia el Este, con respecto a las de Norteamérica 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 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 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. Arroyo Seco, que pueden considerarse antecesores directos de los sistemas de abanicos que en la actualidad tapizan el Llano de Azua.

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

Probablemente, de forma simultánea con la sedimentación neógena y, con toda seguridad en sus últimos compases, se produjo el avance de la Cresta de la Beata hacia la bahía de Ocoa, 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 a la cresta 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 de la cresta, dió 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, que se describirá a continuación.

5.4. El volcanismo Cuaternario

Las primeras emisiones se debieron producir en el sector SO, correspondiente a esta Hoja (Yayas de Viajama), con el desarrollo de emisiones puntuales de coladas de naturaleza basáltica, andesítica y traquiandesítica. Estos centros de emisión fueron migrando progresivamente hacia el NE hasta la zona próxima a Valle Nuevo. Dentro de la Hoja de Yayas de Viajama las emisiones volcánicas cuaternarias alcanzan muy buen desarrollo sobre todo en el sector NO de la misma. La distribución espacial y temporal de este episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance de la cresta de la Beata, aunque algunos autores lo han relacionado con un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica de la meseta oceánica caribeña bajo el Gran Arco de Islas a finales del Plioceno. Sin embargo, resulta más problemática la aparición de forma solapada en el espacio y el tiempo del volcanismo alcalino, si bien, como se ha señalado en capítulos anteriores, podría estar relacionado con un cambio en el régimen geodinámico que provocaría la aparición de desgarres E-O, y fallas que limitan la cuenca de San Juan-Azua con las cuales presentan cierta similitud.

El volcanismo ha actuado como proceso generador del relieve y por tanto ha creado zonas sometidas a los procesos erosivos con una extraordinaria intensidad, tanto por mecanismos fluviales como gravitatorios. Un buen ejemplo de este tipo de procesos gravitatorios relacionados con afloramientos volcánicos se observa en la zona de La Regadera próximo a Tábara Arriba.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

La disposición de la Hoja de Yayas de Viajama, en la zona de transición entre el Cinturón de Peralta y la Cuenca de San Juan-Llano de Azua, condiciona el funcionamiento de la red de drenaje.

Así, mientras en el sector NE, ésta se encuentra fuertemente encajada, en el sector sur, correspondiente al dominio de la Cuenca de San Juan, la red de drenaje está constituida por ríos que desarrollan amplias llanuras de inundación, con desarrollo de terrazas, y pueden llegar a ser muy caudalosos.

El sector oriental de la Hoja pertenece a la cuenca del río Jura, mientras que la zona norte y occidental pertenece a la Cuenca del Río Yaque del Sur y todo el sector Central y meridional está ocupado por la Cuenca del Arroyo Tábara. El funcionamiento de estos ríos y arroyos tiene carácter torrencial, como se ha comprobado en el otoño de 1998 con el paso del huracán Georges.

La distribución de las lluvias en el periodo de 1961-1990 muestra algunas variaciones, tanto anuales como mensuales, debido al carácter ciclónico del régimen pluviométrico, con un máximo en los meses de Mayo, Septiembre y Octubre con valores mensuales del orden de 100-150 mm/mes, y unos mínimos en los meses invernales de Diciembre a Marzo, con valores del orden de 25 mm /mes e incluso menos. En conjunto se estima que la precipitación anual es del orden de 700-750 mm con un valor máximo en el sector NE (800 mm) y mínimo en la región SO (650 mm). En el periodo entre 1970 y 1994 destacan como años extremadamente lluviosos, los años 1979 y 1981, con valores respectivos de 1132 y 971 mm., si bien, las lluvias aparecen más uniformemente repartidas en el año 1981. En 1979, casi la mitad de las lluvias se concentraron en el mes de Septiembre y corresponden con el paso del Ciclón David. Este ciclón fue muy dañino en esta región y concretamente, ocasionó la destrucción completa de la localidad de Ocoa ("viejo") próxima a Padre Las Casas y al límite norte de esta Hoja.

Al observar la distribución de temperaturas en la Hoja durante el periodo de 1961-1990 se comprueba que las variaciones estacionales son mínimas ya que aunque los meses menos calurosos son Diciembre y Enero, la temperatura media, nunca baja de 22° C. En cuanto a los meses más calurosos son Junio, Julio y Agosto con temperaturas de 26° a 30° C. Ahora bien, en lo que se refiere a la distribución de temperaturas, dentro de la Hoja de Yayas de Viajama, se observan dos dominios claramente diferenciados, ya que mientras la media de temperaturas en el sector NO, correspondiente al Cinturón de Peralta, se sitúa entre 20-22° C; en el SO supera los 25 °C de media anual.

6.1.2. Descripción hidrogeológica

Como se ha comentado en el apartado correspondiente a la estratigrafía, dentro de la Hoja de Yayas de Viajama existen dos dominios claramente diferenciados. Así el tercio NE de la Hoja está constituido por los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta. En el extremo NO de la Hoja aparecen una serie de manifestaciones volcánicas cuaternarias que constituyen un “Alto”, que sirve para separar la cuenca de Azua, al E y S, y la Cuenca de San Juan, al O y NO (fuera de la Hoja). Las formaciones neógenas que constituyen el relleno de la Cuenca de Azua, son las que afloran ampliamente en toda la región del sur y oeste de la Hoja, y forman un dominio claramente separado del anterior.

A continuación se describen de forma pormenorizada las distintas formaciones en función de su estratigrafía y parámetros hidrogeológicos: Cinturón de Peralta; Formaciones neógenas de la Cuenca de Azua; Materiales volcánicos cuaternarios y depósitos sedimentarios cuaternarios. En la Fig. 6.1.1. se ha representado el Esquema Hidrogeológico general, con las divisorias de cuenca y ríos principales.

6.1.2.1. Cinturón de Peralta

Se trata de los materiales más antiguos que afloran en la Hoja y constituyen por tanto el sustrato de la misma, dentro de él se pueden distinguir, desde el punto de vista hidrogeológico, dos conjuntos: Conjunto de materiales turbidíticos y margosos de baja permeabilidad que agrupa a las Formaciones Ventura y El Número y conjunto calcáreo de alta permeabilidad integrado por las Formaciones: Calizas del Jura y Capas Rojas de Jura.

Las calizas tableadas blancas y grises de la Fm. Jura, constituyen un nivel acuífero de interés, ya que presentan una permeabilidad alta por fracturación y carstificación, además los niveles margosos de la Fm. Sierra de El Número confinan a estos materiales y sirven de nivel impermeable, algo parecido sucede con las turbiditas de la Fm. Ventura, en aquellos casos en que la serie aparece invertida. No obstante, debido a la intensa tectónica de la región, estos acuíferos están compartimentados.

Tanto la sucesión turbidítica de areniscas y margas de la Fm. Ventura, como las margas de la Sierra de El Número constituyen un conjunto prácticamente impermeable de considerable espesor.

6.1.2.2. Formaciones neógenas de la Cuenca de Azua

Dentro del conjunto de formaciones neógenas de la Cuenca de Azua se pueden distinguir tres grupos desde un punto de vista hidrogeológico:

1. Formación Sombrero y calizas de las Formaciones Florentino y Arroyo Blanco
2. Formación Trinchera y margas de la Formación Arroyo Blanco
3. Conglomerados de las Formaciones Arroyo Blanco y Arroyo Seco

El primer grupo está integrado mayoritariamente por rocas calcáreas con alguna intercalación margosa y presenta, en términos generales, permeabilidad alta por fracturación y carstificación. Debido a la intensa fracturación y a las pequeñas dimensiones de los afloramientos (en el caso de la Fm. Florentino y Fm. Arroyo Blanco) da lugar a acuíferos compartimentados con una calidad de aguas baja (aguas duras).

Los materiales que constituyen el segundo grupo son la potente serie rítmica (turbidítica) de la Fm. Trinchera y el nivel margoso de la Fm. Arroyo Blanco, en ambos casos se caracterizan por la baja permeabilidad, que localmente puede ser algo mayor en los tramos arenosos de la Fm. Trinchera.

En el tercer grupo se describen las formaciones granulares de Arroyo Seco y Arroyo Blanco que se caracterizan por presentar una permeabilidad por porosidad intergranular de tipo medio-alto ($\cong 10^{-3}$ - 10^{-5} m/s). Además en el caso concreto de la Formación Arroyo Seco

pueden dar lugar a extensos niveles acuíferos ya que cubre una gran superficie de la Hoja, y se extiende hacia el Sur y Este en las hojas vecinas.

6.1.2.3. Materiales volcánicos cuaternarios

Este conjunto de materiales aparece representado en el sector NO de la Hoja, y se caracterizan por su escasa permeabilidad primaria en las zonas masivas de las coladas. Sin embargo, realmente suelen llegar a ser permeables, debido al diaclasado, fracturación y a la existencia de bases y techos de coladas de carácter fragmentario. No obstante, hay que tener en cuenta que constituyen formaciones poco potentes y difícilmente llegarán a formar acuíferos de interés.

6.1.2.4. Depósitos sedimentarios cuaternarios

Dentro de este grupo de depósitos sedimentarios se pueden individualizar, desde el punto de vista hidrogeológico, tres tipos de materiales: depósitos de deslizamientos; depósitos aluviales y terrazas; y depósitos de abanicos, glaciares y conos de deyección.

Los depósitos de deslizamiento ocupan muy poca extensión areal y pueden mostrar una notable variación textural y composicional, tanto en función de su mecanismo de origen como por la composición del área madre. No obstante, el tipo predominante es un conjunto heterogéneo de arcillas, cantos y bloques de espesor variable, desde un mínimo en la zona de cabecera hasta más de 20 m. en su parte basal. En general, debido a la matriz arcillosa del depósito se estima una permeabilidad baja ($\cong 10^{-6}$ m/s).

Las terrazas y depósitos aluviales aparecen mayoritariamente representados en el sector occidental de la Hoja, relacionándose con los ríos Viajama y Yaque del Sur, menor desarrollo alcanza el aluvial del Río Jura (en el extremo E). Se trata de materiales granulares con una buena permeabilidad por porosidad intergranular (10^{-3} - 10^{-4} m/s). En el caso de las terrazas más altas, la permeabilidad puede ser algo menor (10^{-5} m/s), debido a la mayor consolidación del depósito y al posible desarrollo de costras superficiales.

En el sector centro-sur de la Hoja, aparece un extenso “piedemonte” que se sitúa al pie de los relieves del Cinturón de Peralta, en la zona de Amiama Gómez-Tábara Arriba. Está constituido por depósitos granulares de las diferentes generaciones de abanicos, glaciares y

conos de deyección. Se trata por tanto, de un conjunto de materiales poco consolidados con permeabilidades variables entre 10^{-3} y 10^{-4} m/s.

Existen varios pozos perforados, tanto para riego como para uso doméstico, si bien en la mayoría de los casos no se dispone de información. Solamente se conoce un dato relativo a unos pozos perforados en el ámbito del Cinturón de Peralta que señalan caudales variables de 200-280 litros/minuto. Además existe un manantial de aguas sulfurosas, en las proximidades del Cruce de Las Yayas (“sulza”) y otros pequeños rezumes o manantiales en la zona occidental en las laderas del Río Yaque del Sur: Cerros de los Ramírez, Cañada del Higo, San Simón, etc.

6.2. Recursos minerales

Dentro de la Hoja de Yayas de Viajama no existen inicios minerales de interés, sin embargo, sí se han observado áreas con potencialidad geotérmica (Yayas-Constanza) y zonas con posibilidades petrolíferas, en el sector sur y sureste (en el ámbito de la cuenca de Azua). En ambos casos se trata de estudios y campañas de investigación muy amplias que abarcan una superficie mayor que la de esta Hoja. Además hay que reseñar la existencia de algunas canteras de escasa entidad, muchas de las cuales registran una actividad intermitente.

6.2.1. Sustancias energéticas

- Investigación Petrolífera

Las primeras exploraciones petrolíferas de las que se tiene noticia en la República Dominicana datan de 1905. En esta fecha se perfora el pozo Higuero al SE del área estudiada. En toda esta región de Higuero, Maleno y El Hoyo existían indicios de emanaciones de gas, que aconsejaron la perforación de estos pozos. Así durante los años 1927 y 1928 se continuaron las perforaciones en la zona SE (Maleno-Higuero), si bien, no se obtuvo una producción sostenible. En el cuadro 6.1. adjunto se enumeran de forma resumida las exploraciones petrolíferas en la República Dominicana.

A partir de 1939 la Seaboard Oil Co. continúa la exploración realizando los pozos Maleno I y Maleno IA. Las producciones obtenidas para las áreas de Maleno/Higuero

fueron de 19000 barriles de petróleo (20° API). Durante los años 1942 a 1947 se perforaron otros cinco pozos más en la zona de Maleno, y aunque dieron indicios de gas y petróleo, su valoración fue negativa y se abandonaron. Ejemplo de éstos es el pozo que se señala en los LIG y que se sitúa en las proximidades del límite con la Hoja de Pueblo Viejo.

Durante más de 10 años la actividad exploratoria estuvo interrumpida, hasta que en 1958 la Compañía Petrolera Azuana perforó varios pozos (km 19-1 y Arroyo Blanco 1). El primero de ellos dió algunos indicios de gas pero posteriormente fue abandonado. En cuanto al segundo no se dispone de datos y además se sitúa dentro de la Hoja de Pueblo Viejo.

Durante la década de los sesenta, la Compañía Petrolera Azuana realizó dos sondeos profundos (km 19-2 y Maleno DT-1) que dieron indicios de gas. Además, la explotación del área de Maleno llegó a producir unos 10000 barriles, si bien, posteriormente hubo de abandonarse la extracción ya que sólo producía agua.

COMPAÑÍA	FECHA	AREA	SONDEOS
TEXAS COMPANY	1.905-29	Llano de Azua	Maleno Higuerito
SEABOARD OIL COMPANY	1.939-47	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	1.956-60	Valle del Cibao Llano de Azua Valle de Enriquillo	Kilómetro 19-1 Arroyo Blanco-1 Kilómetro 19-2 Maleno DT-1 Palo Alto-1 Mella-2 Cabritos-1
QUISQUEYA OIL CO.	1.964-69	Valle del Cibao	Sorpresa-1
GAS Y PETROLEO DOMINICANA	1.964-70	Sierra de El Número Llano de Azua	Dominicanos-1
TENNECO	1.969	Bahía de Ocoa Bahía de Neiba Valle del Cibao Bahía de Samaná	
PETROLERA LAS MERCEDES	1.978-79	Cuenca de S. Pedro Valle del Cibao Llano de Azua	San Pedro-1 San Pedro-2 Santo Domingo-1
CANADIAN SUP. OIL	1.979	Valle de Enriquillo	Charco largo-1
ANSCHUTZ CORP.	1.980-81	Valle de San Juan	Candelón-1
MOBIL OIL COMP.	1.991-	Bahía de Ocoa	

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

La compañía de Gas y Petróleo Dominicana junto con International Limited, reiniciaron las investigaciones en 1969, mediante sísmica. En las perforaciones que se llevaron a cabo a continuación se encontró petróleo y gas pero no llegaron a explotarse comercialmente. Paralelamente, la compañía Tenneco efectuó varias campañas de Geofísica marina en la plataforma continental, fundamentalmente en la Bahía de Ocoa. Posteriormente, en 1981 Anschutz Corporation desarrolló una serie de líneas sísmicas en el Valle de San Juan, culminando su prospección con el sondeo Candelón-1 en el que no se obtuvieron restos de petróleo ni gas.

A partir de 1991 la compañía Mobil Oil ha realizado varias líneas sísmicas en la bahía de Ocoa, que se completan con la efectuadas recientemente por Murphin Dominicana (éstas últimas no han podido consultarse, debido a la confidencialidad de los datos de investigación petrolífera).

Según los datos expuestos podría deducirse que la potencialidad petrolífera de la cuenca de Azua es escasa, sin embargo, los nuevos modelos geológicos de la región podrían ayudar a replantearse las estrategias futuras a seguir. De este modo, podría resultar favorable para la búsqueda de hidrocarburos, la realización de líneas sísmicas en el sector SE de la Hoja, incluso bajo el frente de cabalgamiento del Cinturón de Peralta; ya que el moderado ángulo de su cabalgamiento frontal, así lo aconseja.

- Investigación geotérmica

Como ya se ha comentado anteriormente, en el sector NO de la Hoja existen un gran número de manifestaciones volcánicas cuaternarias que se extienden desde esta región de Yayas de Viajama hacia el NO hasta las proximidades de Constanza (“Valle Nuevo”).

En 1980 el Bureau de Recherches Geologiques et Miniers (B.R.G.M.) realizó un amplio estudio geotérmico en la República Dominicana con la financiación de la Organización Latino-americana de Energía (O.L.A.D.E.), en el cual consideró, como favorable por su potencialidad geotérmica a esta región de Yayas de Viajama–Constanza”. Sin embargo, en la siguiente fase de exploración geológica y geoquímica llevada a cabo por Electroconsult en 1983 se concluyó que el sector de Valle Nuevo era el más favorable, para continuar la exploración. En este mismo informe, además se recomendó la realización de estudios geofísicos y la perforación de los pozos profundos. Uno de estos pozos fue

sufragado por el Servicio Geológico Nacional (D.G.M.), mientras que los siguientes estudios fueron realizados con fondos del Banco Interamericano de Desarrollo (B.I.D.). Posteriormente las investigaciones se abandonaron ya que en el primer sondeo efectuado sólo se alcanzaron temperaturas del agua de 34 ° C, estimándose que la temperatura del reservorio no superaría los 70-80° C, lo cual se consideró insuficiente, para continuar las investigaciones.

6.2.2. Rocas industriales y ornamentales

Actualmente sólo existe actividad en dos lugares.

6.2.2.1. Descripción de las sustancias

- Grava

Se trata generalmente de graveras con actividad ocasional y/o intermitente que explotan los depósitos aluviales de los ríos principales. La actividad observada se circunscribe al extremo sur de la Hoja donde se explotan los lechos de los arroyos que confluyen en Tábara Abajo, donde se localiza la planta de áridos de machaqueo.

- Conglomerado

Se ha inventariado una explotación en los conglomerados de la Formación Arroyo Seco, concretamente junto al límite sur de la Hoja, a unos 4 km al norte del “cruce del quince de Azua”. Estos conglomerados son fácilmente ripables con una simple pala excavadora o incluso con una retroexcavadora mixta (4x4), y su utilización es directa como áridos de construcción.

6.2.2.2. Potencial minero

La mayor potencialidad minera de la zona se centra en la extracción de áridos naturales entre los que destacan las gravas y arenas cuaternarias y los conglomerados de la Formación Arroyo Seco. También serían susceptibles de explotación como áridos de trituración otra serie de formaciones geológicas, como las calizas y capas rojas de Jura, pero que por su ubicación en áreas montañosas, alejadas de las vías y núcleos de

comunicación, dificultan su utilización. Algo parecido sucede con los niveles margosos de las Formaciones Ventura y Sierra del Número. Además, sus contenidos en carbonatos dificultan su empleo como producto cerámico. Las calizas de la Formación Jura si podrían ser susceptibles de utilización en la fabricación de cal y/o cemento, pero los condicionantes anteriores y su alto grado de impacto ambiental desaconsejan su aprovechamiento por el momento.

Por último hay que citar a las rocas básicas del volcanismo cuaternario que serían muy indicadas para la obtención de balastro ferroviario, si los planes futuros de infraestructura del país, contemplaran la realización de alguna obra de este tipo.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

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

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

7.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Yayas de Viajama se han inventariado cuatro Lugares de Interés Geológico: Conjunto de Volcanes cuaternarios de Loma de Oro-Cerros de Paso Limón; Sulza en el cruce de Las Yayas; Serie de Arroyo Seco, en el canal de Los Toros; Contacto entre el Cinturón de Peralta y las tres generaciones de abanicos, en la cabecera del Arroyo Biáfara.

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)

Nº 1

- Conjunto de volcanes cuaternarios de Loma de Oro-Cerros de Paso Limón

Se localiza en el sector NO de la Hoja, y está constituido por un buen número de centros de emisión, principalmente de traquiandesitas, que destacan en el relieve y que pueden tener cierto interés desde el punto de vista geomorfológico y volcanológico: Por su potencial de utilización se puede catalogar como científico y por su influencia local.

En la cartografía se han reconocido varios centros de emisión, algunos de los cuales conservan vestigios de su zona cratérica como es el caso del Cerro de La Laguna. Además los flujos de coladas se han extendido ladera abajo hasta llegar a Padre Las Casas. Una buena panorámica de este conjunto se observa desde la zona de San Ramón dentro de la Hoja de Padre Las Casas.

Nº 2

- Sulza en las proximidades del Cruce de las Yayas de Viajama

A unos metros del cruce de Yayas de Viajama en dirección a esta localidad, en el lado oriental de la carretera, al pie de un relieve de la Fm. Sombrerito, hay un manantial de aguas sulfurosas, que se ha seleccionado como L.I.G. Su interés es relativo y su influencia local, ya que hay mejores ejemplos en la Hoja de Pueblo Viejo, si bien sus accesos son más complicados. No obstante, conviene señalar que al igual que en Pueblo Viejo aparecen relacionados con cabalgamientos de la Fm. Sombrerito. En este caso se trata de un anticlinal que cabalga hacia el sur a la Fm. Trinchera.

Nº 3

- Serie de Arroyo Seco en el canal de Los Toros

Las nuevas obras realizadas para la construcción del Canal de Los Toros han puesto de manifiesto numerosos cortes en la Formación Arroyo Seco que han permitido el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle y conocer la estructura interna de la misma. Su interés principal es de tipo estratigráfico, pudiendo catalogarse en función de su utilización como de interés científico. En cuanto al ámbito de influencia se le asigna un interés local-regional.

El acceso es muy bueno y se realiza por carretera, partiendo de la carretera general de Azua a San Juan, después de la localidad de Los Toros y antes del Cruce de Las Yayas, se toma la nueva pista del canal en dirección sur, que discurre en paralelo al canal hasta llegar a las proximidades de Tábara Abajo (ya dentro de la Hoja de Pueblo Viejo). Se observa una serie de conglomerados polimícticos de color claro, muy heterométricos con algunas pasadas arenosas y con numerosas estructuras de cicatrices erosivas, estratificación cruzada, etc. Se interpretan como un medio de alta energía de tipo abanicos aluviales y/o canales entrelazados, que configuran la tendencia regresiva desarrollada, a lo largo del Neógeno, en la región.

Nº 4

- Contacto entre el Cinturón Peralta y las tres generaciones de abanicos

Una buena panorámica del Cinturón de Peralta se puede contemplar desde la carretera de Azua a Las Yayas, a la altura de la Loma del 20. Desde aquí se contempla el brusco cambio de relieve entre los materiales paleógenos del Grupo Peralta y los neógenos que ocupan la parte sur de la Hoja. En la zona de transición entre ambos aparecen una serie de depósitos de abanicos aluviales que se han ido alimentando de estos relieves y encajándose paulatinamente unos en otros, desde los más antiguos a los más modernos (que aparecen conectados con la red de drenaje actual). Su interés principal es de tipo geomorfológico y estratigráfico, y su ámbito de influencia local.

Una vez realizada la visión panorámica de conjunto, se puede proseguir por la carretera hacia Los Toros y desviarse a la derecha, hacia Tábara Arriba y Amiama Gómez.

En estos cortes de carretera se observa la naturaleza íntima de estos materiales, y su diferente estado de incisión y encalichamiento superficial, según su antigüedad.

8.- BIBLIOGRAFIA

- **ARICK, M. B. (1941):** *Annual report of Geological Department*, New York, 34p.
- **BAKER, P.A. & BURNS, S.J. (1985):** The occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 69:1917-1930
- **BERMUDEZ, P.J, (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 332 p.
- **BIGNOT, G. (1988):** Los Microfósiles. Ed.paraninfo, Madrid. 248 p.
- **BIJU-DUVAL, B., BIZON, B., MASCLE, A. y MULLER, C. (1983):** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. En: *Studies in continental margin geology* (WATKINS, J. S. y DRAKE, C.L., Eds.), *American Assotiation of Petroleum Geologist Memoir*, 34: 325-346.
- **BLESCH, R.R. (1966):** Mapa geológico preliminar. In: *Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana*, escala 1:250.000.
- **BLOW, W. H.,(1969),** Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy: *Proceedings 1st International Conference on Planktonic Microfossils*,1967, v. 1,p. 199-442.
- **BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles);. Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral inédita. Université Pierre et Curie, Paris, 200 p
- **BOLD, W. A. (1983),** Shallow-marine biostratigraphic zonation in the Caribbean post Eocene, in 8th International Symposium on Ostracoda: *Transactions*, p. 400-416.
- **BOLD, W. A. (1988),** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic, 7, *The Ostracoda: Bulletin of American Paleontology*, . 94, no.329, p. 1-105.

- **BOURGOIS, J., NG, R., TAVARES, I. y VILA, J. M. (1979):** L'Éocène a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 759-764.
- **BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.
- **BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America*, 98:11-84.
- **BOWIN, C. (1975):** The geology of Española, En: *The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (NAIM, A. y STEHLI, F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.
- **BRASIER, M.D. (1985):** Microfossils. Ed. George Allen & Unwin Ltd., Londres. 193 p.
- **BREUNER, T.A., (1985),** Geology of the eastern Sierra de Neiba, Dominican Republic (M.S. thesis): Washington, D.C., George Washington University, 128.p.
- **CHIESA, S., CIVELLI, G. y DE TONI (1999):** Analisis de fotolineamientos de la República Dominicana. Subduction to Strike Transitions on Plate Boundaries Penrose Conference Abstracts. Puerto Plata, República Dominicana
- **COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (1997).** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la Rep. Dom. Programa SYSMIN (7 ACP DO 074). Servicio Geológico Nacional.
- **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) (1984a):** Proyecto geotérmico Yayas-Constanza (Inédito).
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984b):** Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500p.

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN)(1999).** Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos geológicos
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) y BUNDESANSTALT FUR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.
- **DOHM, C.F. (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 Nº326 de la Sociedad Geológica American,p174
- **DOLAN, J.F., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK C., SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991):** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Española and Puerto Rico. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y DAVID, J. W.(1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collisison, strain partitioning and opposing subducted slabs, En: *Active Strike-Slip andCcollisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate*

Boundary Zone, (DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds) *Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana*, p174

- **DRAPER, G. y GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997):** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.
- **DUNHAN, R. J. (1962).** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (ed.) *Classification of carbonate Rocks*. Amer.Assoc. Petroleum Geol. Mem. No.1, pp. 108-121.
- **ELECTROCONSULT, (1983)**, Estudio de prefactibilidad del área geotérmica Yayas-Constanza, Dominican Republic: Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional, unpublished report, 23 p
- **GARCIA, E. AND HARMS, F-J, (1988):** Informe del Mapa Geológico de la República Dominicana, San Juan: Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Estado de Industria y Comercio, 97 p., scale 1:100.000
- **HEUBECK, C. (1988):** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. *M.A. Thesis*. University of Texas, Austin, 333 p.
- **HEUBECK, C. y MANN, P. (1991):** Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.). *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J.F. y MONECHI, S. (1991):** Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during cenozoic tectonic transpression, northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary geology*, 70: 1-32.
- **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, 22 p.

- **JORDAN, T. H., (1975):** The present-day motions of the Caribbean plate: *Journal of Geophysical Research*, v. 80, p. 4433-4439.
- **KESLER, S.E. y SUTTER, J.F. (1977):** Progress report on radiometric age determination in the Caribbean region. En: *Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference, 85-86.*
- **KESLER, S.E., SUTTER, J.F., BARTON, J.M. y SPECK, R.C. (1991):** Age of Intrusive Tocks in Northern Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper, 262 p.*
- **KESLER, S.E., SUTTER, J.F., JONES, L.M. y WALKER, R.L. (1977):** Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5: 245-247
- **LADD, J., SHIH, T.C. y TSAI, C.J. (1981):** Cenozoic tectonics of central Hispaniola and adjacent Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 466-489.
- **LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986):** A chemical classification of Volcanic Rocks Based an the Total Alkali-Silica Diagram. *Jour. Petro. Vol. 27, Part. 3 pp. 745-750.*
- **LEWIS, J.F., VESPUCCI, P., ROBINSON, E., JIANG, M., AND BRYANT, A., (1987),** Paleogene stratigraphy of the Padre Las Casas and adjacent areas of the southeast Cordillera Central Dominican, in Duque-Caro, H., ed., *Transactions of the 10 th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983: Bogota, Colombia, Ingeominas, p.229-237*
- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMÉNEZ G., J.G. Y DOMÍGUEZ, H.D. (1991).** *Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., EDS.), *Geological Society of America Special Paper, 262 p.*
- **LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1964):** Orden Foraminiferida. In: Moore, R.C. (ed): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part C. Protista 1-2. Geol. Soc. Am. Kansas Univ. Press., New York, 900 p.

- **MANN, P. (1983):** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Española. *Thesis*. New York University, Albany, 688p. (Inédito).
- **MANN, P., BURKE, K. y MATSUMOTO, T. (1984):** Neotectonics of Española; 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. (1991a):** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Española. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P. y LAWRENCE, S.R. (1991):** Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14: 291-308.
- **MANN, P. P.P. MC LAUGHLIN AND C. COOPER. (1991-c),** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. *Geological Society of America Special Paper* 262 p.p. 367-389.
- **MANN,P., TAYLOR,F.W., EDWARDS, R. L. Y KU,T.L. (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, p1-69
- **MATTHEWS, J.E. y HOLCOMBE, T.L. (1976):** Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. In: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministère 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, p 61-104
- **MAURRASSE, F. (1982):** Presentations, transactions du 1er colloque sur la géologie d'Haiti. Port-au-Prince, 286p.

- **McLAUGHLIN, P.P. (1989):** Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the SW Dominican Republic: A foraminiferal study. *Journal Foraminiferal Res.*, 19: 294-310.
- **McLAUGHLIN, P.P. y SEN GUPTA, B.K. (1991):** Migration of Neogene marine environments, SW Dominican Republic. *Geology*, 19: 222-225.
- **Mc LAUGHLIN P.P., VAN DEN BOLD A., AND MANN P. (1991).** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. Geological Society of America. Special Paper 262 p.p. 337-366.
- **MERCIER DE LÉPINAY, B., LABESSE, B., SIGAL, J., AND VILA, J., (1979),** Sédimentation chaotique et tectonique tangentielle Maestrichtiennes dans la presqu'île du sud d'Haiti (île d'Hispaniola, Grandes Antilles): Paris, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series D, v. 187, p. 887-890.
- **MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). *Thèse de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, 378 p. (Inédit).
- **MESNIER, H.P., (1980),** Report on the mineral prospects of the Las canitas area, Dominican Republic: Santo Domingo, Dirección General de Minería, unpublished report, 55 p.
- **MIDDLEMOST, E.A.K. (1985):** A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. *Geol. Mag.* 117(1), 51-5.
- **MUTTI, E., AND RICCI LUCCHI, F. (1972).** Le turbiditi dell'Appennino settentrionale; Introduzione all'analisi di facies: Società Geologica di Italia Memorie 11, p. 161-199.
- **MUTTI, E. AND RICCI LUCCHI, F. (1975).** Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected Formations of the Northern Apennines (by E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci-Lucchi, M. Saggi, G. Ghibauda and S. Jaccarino). IX Int. Congr. Sedim. Nice-75. Field trip All., 21-36.
- **NORCONSULT (1983):** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo. (Inédit).

- **OLADE (1980):** Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana; estudio de reconocimiento-informe geoquímico. In: BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERS (BRGM) y ORGANIZACIÓN LATINOAMERICANA DE ENERGIA (OLADE). Orleans, Quito, 24p.
- **PALMER, H.C. (1963):** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton
- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocean Basins and Margins* (NAIRM y STELHI Eds.), A.E.M. Volumen 3.
- **PINDELL, J.L. (1994):** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN, S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies ,Publishers Association, p. 13-39.
- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region* (DENGO, G. y CASE, J.E, Eds.), *Geological Society of America*. Boulder, Colorado. 404-432.
- **POSTUMA, J.A. (1971):** *Manual of Plancktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 406 p.
- **PROINTEC (1999),** Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos Geológicos. Servicio Geológico Nacional.
- **RAMIREZ, M.I. (1995):** Neotectonic Structures and Paleostress in the Azua region. South-Central Hispaniola. *Thesis, Florida International University*. Miami, Florida, 144 p. (Inédito).
- **SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988):** *Southern Tethys Biofacies*. agip S.p.A., Milán, 235 p.
- **STEIN, S. and 9 other, (1988):** A test of alternative Caribbean relative plate motion models: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3041-3050.
- **TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990):** *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 p.

- **VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C. (1921):** A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. In: *Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos* (Editora de Santo Domingo). Santo Domingo, 18 (1983), 268p.
- **VESPUCCI, P. (1980).** Preliminary account of the petrology of the late Cenozoic volcanic province of Hispaniola, in Snow, W. And 5 others,eds. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic p.379-389.
- **VESPUCCI, P., (1982),** Preliminary account of the petrology of the late Cenozoic volcanic province of Hispaniola, in Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic: Santo Domingo, Amigo del Hogar Publishers, p.379-389
- **VESPUCCI, P., (1986),** Petrology and geochemistry of the Late Cenozonic volcanic rocks of the Domincian Republic (Ph.D. thesis): Washington, D.C., George Washington University, 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.
- **WILSON, J.L. (1975):** *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.
- **WITSCHARD, M. y DOLAN, J.F. (1990):** Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; The Peralta accretionary prism, Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 792-806.