



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL  

---

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA DE RECURSOS NATURALES  
DE LA REPUBLICA DOMINICANA  
CUADRANTE DE CONSTANZA (6072)**

ESCALA 1:100000

**CUADRANTE DE CONSTANZA**  
**INDICE**

**1. INTRODUCCION**

**2. GEOLOGIA REGIONAL**

2.1. LOCALIZACION GEOGRÁFICA

2.1.1. Antecedentes

2.2. MARCO GEOLÓGICO

2.3. ESTRATIGRAFÍA

2.3.1. Cretácico superior. Formación Tireo

2.3.2. Cretácico superior. Paleógeno

2.3.3. Eoceno inferior-superior

2.3.4. Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta)

2.3.4.1. Formación Ventura

2.3.4.2. Formación Jura

2.3.4.3. Capas rojas de Jura

2.3.4.4. Formación El Número

2.3.5. Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)

2.3.6. Neógeno

2.3.6.1. Mioceno. Pleistoceno inferior

2.3.7. Cuaternario

2.3.7.1. Cuaternario volcánico

2.3.7.2. Cuaternario continental

- 2.4. SINTESIS TECTONICA DEL CUADRANTE DE CONSTANZA
  - 2.4.1. Marco geológico-estructural de la zona de estudio
- 2.5. HISTORIA GEOLOGICA
  - 2.5.1. El arco insular del Cretácico superior
  - 2.5.2. La cuenca paleógena de back are
  - 2.5.3. Las cuencas neógenas

### **3. RECURSOS MINERALES. DESCRIPCION**

- 3.1. MINERALES METALICOS Y NO METALICOS
  - 3.1.1. Cobre-Zinc
    - 3.1.1.1. Concentraciones sinsedimentarias en la Fm.Tireo
    - 3.1.1.2. Mineralizaciones en filones y zonas de cizalla
    - 3.1.1.3. Diseminaciones en zonas de alteración hidrotermal
  - 3.1.2. Mineralizaciones de Manganeseo
  - 3.1.3. Mineralizaciones de Metales Preciosos
  - 3.1.4. Depósitos de Caolín
- 3.2. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES
- 3.3. RECURSOS ENERGETICOS

### **4. ANALISIS METALOGENETICO**

- 4.1. ASPECTOS COMPARATIVOS Y GENETICOS DE LAS MINERALIZACIONES ESTUDIADAS.
- 4.2. GUIAS METALOGENETICAS DE EXPLORACION

### **BIBLIOGRAFIA**

## **1. INTRODUCCION**

El equipo de trabajo del ITGE que ha realizado este estudio, siguiendo las normas discutidas y aceptadas con la Unidad Técnica de Gestión - Sysmin (UTG) y el Servicio Geológico de la República Dominicana (SGN), ha sido el siguiente:

Juan Locutura Rúperez (ITGE)

Eusebio Lopera Caballero (ITGE)

Fernando Tornos Arroyo (ITGE)

Alejandro Bel Lan (ITGE)

Antonio Arribas Moreno - Consultor ITGE

Han colaborado en aspectos geológicos:

Pedro Pablo Hernaiz - INYPSA

Alberto Díaz de Neira - INYPSA

Juan Antonio Sainz de Aja - PROINTEC

En demuestres y reconocimiento se ha contado con la participación de:

Luis Manuel Acosta - Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC en Rep. Dominicana.

José Virgilio Jiménez - Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC en Rep. Dominicana.

En el cuadrante de Constanza (6072) se encuentran representadas distintas formaciones geológicas desde el Cretácico Superior al Cuaternario.

Desde el punto de vista metalogenético la Formación más interesante es la Tireo, formada mayoritariamente por rocas volcánicas, lavas y flujos piroclásticos de composición bimodal.

El gran potencial de esta Formación, queda de manifiesto por el descubrimiento del depósito epitermal de Oro de El Centenario (Constanza) y por el gran número de indicios de Cu, Au, Ag, de tipo epitermal, localizados en las hojas 1:50000 de Constanza y Gajo de Monte.

La elaboración de este Mapa de Recursos Minerales se enmarca dentro del proyecto denominado "Cartografía Geotemática en la República Dominicana" que se desarrolla en el período comprendido entre Enero de 1997 y Enero de 2000.

Este proyecto auspiciado y financiado en su totalidad por la Unión Europea es parte del conjunto de proyectos del Programa SYSMIN, cuyo objetivo general es promover el conocimiento y desarrollo del sector geológico-minero del país.

La realización del Mapa de Recursos pretende dotar a los usuarios de él, de un instrumento orientativo, de fácil consulta y entendimiento, sobre la situación actual del sector de los recursos naturales en la zona y sobre la potencialidad de las distintas formaciones geológicas que puedan ser consideradas metalotectos interesantes a la hora de programar futuras investigaciones.

Para su confección se han seguido, en su mayor parte las normas recogidas en el documento "Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a 1:100 000 de la República Dominicana" del Servicio Geológico Nacional, con algunas modificaciones consensuadas previamente entre las distintas partes.

La información elaborada consiste, además del mapa y la memoria que se presentan a continuación, en un "archivo de fichas de indicios" en los cuales figuran los datos obtenidos en el reconocimiento de campo y en laboratorio (estudios microscópicos, análisis geoquímicos...) y la información complementaria recopilada en una "Base de datos informatizada de indicios mineros".

La Base Topográfica a escala 1:100 000 utilizada es la reducida de los mapas topográficos a 1/50 000; solo se han representado las curvas de nivel maestras, cada 100m, para evitar el empaste de fondo en zonas con relieve muy pronunciado.

Para la elaboración de la Base Geológica del Mapa de Recursos Minerales se ha utilizado la realizada durante el proyecto de "Cartografía Geotemática en la República Dominicana" a escala 1/50 000. (Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC).

## **2. GEOLOGIA REGIONAL**

### **2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.**

La hoja cuadrante de Constanza a escala 1:100 000, se sitúa en la zona centro meridional de la República Dominicana.

El cuadrante está formado por las hojas de Constanza (6072-I), Sabana Queliz (6072-II), Padre Las Casas (6072-III) y Gajo de Monte (6072-IV), a escala 1:50 000.

Su superficie se divide entre las provincias de La Vega, Azua, San Juan y Peravia.

La topografía del cuadrante es muy accidentada, contrastando enormemente los relieves de la parte SO, correspondientes al dominio fisiográfico del valle de San Juan con las elevaciones de las zonas central y norte del cuadrante correspondiente al dominio fisiográfico de la Cordillera Central.

Las cotas más elevadas corresponden al Alto de la Bandera (S. Queliz) con 2,842m, importante punto estratégico de comunicaciones, Gajo de la Pelona (Gajo de Monte) con 2,731m, Pinar Parejo, Gajo del Toro y Loma del Macho, todos por encima de los 2,000 m.

La red hidrográfica está formada por un gran número de ríos y arroyos de cauces encajados y régimen torrencial y caudaloso. En la zona norcentral se registra uno de los máximos **pluviométricos** de la isla y constituye el área madre donde nacen varios de los ríos más importantes.

Cabe citar aquí los siguientes: Las Cuevas, río Grande, Nizao, Yaque del Sur, Tireo y Blanco.

La población es en general muy escasa, concentrándose en los núcleos más destacables de Padre Las Casas, Constanza y Tireo. En las hojas de Gajo de Monte y Sabana Quéliz, dada la dureza de condiciones de vida, hay enormes zonas absolutamente despobladas.

La economía se fundamenta en los fértiles valles de Constanza y Tireo, con una actividad agrícola potente y modernizada, ganadería y poco en la explotación forestal, que antaño tuvo un gran predicamento.

#### **2.1.1. ANTECEDENTES**

Aunque los trabajos pioneros se remontan a la época del descubrimiento de América, las primeras exploraciones sistemáticas tuvieron lugar durante el presente siglo con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los

trabajos de Vaughan et al. (1921), para el Servicio Geológico de Estados Unidos y Bermúdez (1949), entre otros, para la Dominican Seaboard Oil Company.

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

En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por el Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

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

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

## **2.2. MARCO GEOLÓGICO.**

En el cuadrante de Constanza 1:100 000 afloran un conjunto de rocas ígneas, tanto volcánicas como plutónicas y sedimentarias que forman parte del flanco centromeridional de la Cordillera Central. Estas rocas se disponen en **cinturones** o bandas de dirección NO-SE, que generalmente están limitadas por fallas subverticales con movimiento en dirección y por cabalgamientos de amplio desarrollo subparalelos a las direcciones regionales y **vergencia** SO, mayoritariamente.

A diferencia del cuadrante de Bonao, en el de Constanza, no afloran materiales pertenecientes al Cinturón Metamórfico Central de Bowin (1966).

Los materiales aflorantes mesozoicos y cenozoicos, de origen volcánico y sedimentario, pueden agruparse en tres grandes conjuntos:

- Materiales cretácicos, pertenecientes a la Formación Tireo, constituyente característico del eje de la Cordillera Central en la región. Integran un dominio muy complejo cuyo origen está relacionado con la actividad de un arco insular, predominando por ello los depósitos volcanoclásticos, si bien no son raras las intercalaciones puramente ígneas y sedimentarias.
- Materiales paleógenos. En su mayor parte se trata de una serie muy potente de depósitos marinos de facies profundas, pertenecientes al Cinturón de Peralta, dominio característico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. También corresponden a este grupo las manifestaciones de los típicos granitoides encajados en el conjunto cretácico.
- Materiales cuaternarios, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores. Corresponden a dos tipos netamente diferentes en función de su origen: rocas volcánicas pertenecientes a la provincia efusiva de Yayas de Viajama-Valle Nuevo, que constituyen uno de los rasgos geológicos más característicos de la región; y depósitos sedimentarios de origen variado, pero en todos los casos ligados a un régimen continental.

## **2.3. ESTRATIGRAFIA**

### **2.3.1. CRETACICO SUPERIOR FORMACIÓN TIREO**

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



En conjunto constituye una franja de unos 290 Km de longitud por 35 Km de anchura, constituida mayoritariamente por rocas volcanoclásticas, lavas e intercalaciones de rocas sedimentarias. Además el conjunto está intruido por numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales. El límite norte queda definido por la falla de Bona-Guaraca y el sur, por la zona de falla San José-Restauración. Por el SE, la formación se extiende hasta las proximidades de Baní (Area de El Recodo).

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a BOWIN (1960,1966), aunque posteriormente han sido objeto de estudio por parte de LEWIS et al (1991) y por JICA y M.M. AJ (1985).

Tradicionalmente, ha habido cierta controversia en cuanto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior); Lewis et al (op.cit) proponen introducir el término Grupo Tireo dividiéndolo en dos (Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior). La división realizada por Lewis et al (op cit) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (básicas o sálicas, respectivamente), mientras que la división de JICA & MMAJ conjuga otros criterios.

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

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

Se observa que las rocas más "jóvenes" de la Fm. Tireo, esto es, las riolitas y las calizas de edad Maastrichtiano, se sitúan en los sectores meridionales más próximos al cabalgamiento Frontal sobre el Grupo Peralta. En tanto que las coladas andesíticas y basálticas que constituyen los términos basales de la Fm. Tireo, alcanzan mayor desarrollo en el sector NO, dentro de la Hoja de Gajo del Monte.

Los espesores estimados para este conjunto de arco insular son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía, pero debe ser superior a los 4.000 m. En ningún punto de la región estudiada se ha observado el muro de esta unidad pero posiblemente se trate de corteza oceánica. Por el contrario, si se ha observado el techo que está constituido por los materiales del Cinturón de Peralta.

Una de las características más típicas de las tobas de la Fm. Tireo es la intensa alteración que han sufrido, dificultando en muchos casos el reconocimiento de la roca original. Además, hay que señalar que estos procesos de alteración hidrotermal son muy importantes, ya que llevan asociado, en muchos casos, depósitos minerales; tales como mineralización de sulfuros y metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales.

### 2.3.2. CRETACIO SUPERIOR-PALEOGENO

Las intrusiones de granitoides forman un conjunto volumétricamente importante dentro de la Cordillera Central. A pesar de ello y del interés de su significado en el contexto evolutivo de la isla, son relativamente escasos los trabajos que han prestado su atención a ellas.

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

Se incluyen aquí todos los diferenciados cartográficamente como son: El batolito de El Río, el del Río Yaque del Sur, y diversos cuerpos en la zona E. del mapa.

Predominan las tonalitas de grano medio, con hornblenda, aunque localmente pueden aparecer tipos cuarzo-dioríticos y granodioríticos. Los tipos más ácidos corresponden a leucotonalitas y trondjhemitas con diques aplíticos y pegmatíticos.

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

### 2.3.3. EOCENO INFERIOR-SUPERIOR.

A nivel insular, los materiales sedimentarios y metasedimentarios del flanco suroccidental de la Cordillera Central han sido interpretados como un fragmento de cuenca de *back-arc* e integrados en el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta (Mann et al., 1991b). Este dominio, que se extiende a lo largo de 320km en el flanco suroccidental de la Cordillera, es el mayor de los cinturones paleógenos de La Española. Presenta una intensa deformación, con predominio de pliegues y cabalgamientos de típica directriz NO-SE, encontrándose cabalgado por el Terreno Tectónico de Tireo, cabalgando a su vez sobre el Terreno Tectónico de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba; los cabalgamientos se realizan a través de las zonas de falla de San José-Restauración y San Juan-Los Pozos, respectivamente.

Esta franja de materiales paleógenos, depositados en un surco sedimentario muy subsidente, de orientación NO-SE y abierto hacia el Sureste, es conocida en la región como Cinturón de Peralta; su espesor original, muy difícil de estimar por los efectos de la tectónica regional, probablemente supera los 10.000m. La presencia en su seno de una acusada discordancia ha permitido la individualización de tres grupos deposicionales mayores: Gr. Peralta, Gr. Río Ocoa y Gr. Ingenio Caei (Dolan, 1988; Heubeck, 1988); en base a su contenido faunístico (Dolan et al., 1991) han sido atribuidos al Eoceno y Eoceno superior-Mioceno inferior, respectivamente.

En el cuadrante de Constanza, la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta aflora extensamente, con un espectro estratigráfico muy completo tanto del Gr. Peralta (Eoceno) como del Gr. Río Ocoa (Eoceno superior).

### 2.3.4. EOCENO INFERIOR-SUPERIOR (GRUPO PERALTA)

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

- La Fm. Ventura (Eoceno inferior-medio) está integrada por una potente sucesión rítmica (superior a 1.000m) de areniscas y margas de naturaleza turbidítica; las areniscas, de carácter siliciclástico, son la litología predominante hacia el Sur de la región, en tanto que hacia el Oeste aumenta la proporción margosa, que puede llegar a ser dominante. Localmente, aparecen niveles conglomeráticos y volcánicos, de pequeña entidad.
- La Fm. Jura (Eoceno medio) posee una mayor uniformidad, estando constituida fundamentalmente por calizas tableadas blancas a grises de ambientes pelágicos, próximas a 200m de potencia. Como constituyentes subordinados aparecen niveles conglomeráticos polimícticos y escasas y poco desarrolladas intercalaciones volcánicas.

- La Fm. El Número (Eoceno superior) está representada fundamentalmente por una sucesión pelítico-margosa, con delgados niveles de areniscas turbidíticas intercalados, que puede alcanzar 3.000 m de espesor. Cuando la unidad se encuentra completa, alberga niveles olistostrómicos carbonatados de potencia moderada (megaturbiditas) y hacia techo, calizas bioclásticas y calcarenitas; no obstante, en la mayoría de los casos la unidad aparece incompleta debido a procesos erosivos o tectónicos.
- En la mayor parte de la región, entre las Fms. Jura y El Número aparece un tramo pelítico-carbonatado de tonos rojizos de 50-100m de espesor, que supone el tránsito entre ambas y que constituye un excelente nivel-guía. Presenta buenas condiciones de afloramiento en diversos puntos de la región, especialmente en el ámbito de la sierra de El Número y de los ríos Ocoa y Jura; por ello, y ante su falta de denominación en la literatura regional existente, en el presente trabajo se propone para él la designación como "Capas rojas de Jura".

#### 2.3.4.1. Formación Ventura. Alternancia rítmica de areniscas turbidíticas, esencialmente siliciclásticas, y margas. Eoceno inferior-medio

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas y lutitas, siendo frecuentes los tramos de areniscas tableadas y masivas; también son frecuentes los tramos de predominio margoso, especialmente a techo de la unidad, en cuyo caso se asemeja notablemente a las Fms. El Número y Ocoa. Resultan menos abundantes los niveles conglomeráticos y volcánicos. Las litologías señaladas se agrupan en diversas asociaciones de facies cuya distribución vertical no ha podido ser determinada.

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

#### 2.3.4.2. Formación Jura Calizas tableadas blancas y grises. Localmente, conglomerados polimícticos. Eoceno medio

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.

Su aspecto general es el de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden decimétrico; esporádicamente, intercala niveles margosos de espesor equiparable al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. Localmente, se observan intercalaciones métricas de conglomerados polimícticos blancos, cuya representación cartográfica no ha sido posible a esta escala.

La Fm. Jura aparece involucrada en la típica tectónica de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, siendo el mejor indicador de su geometría. Aflora a favor de los anticlinales de un tren de pliegues de típica dirección NO-SE y vergencia hacia el SO; debido a ésta, los flancos suroccidentales suelen aparecer verticalizados o invertidos, e incluso afectados por fallas inversas.

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

Se trata de una auténtica unidad de tránsito entre las Fms. Jura y El Número, de las cuales no había sido individualizada en trabajos anteriores; equivale a parte de la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921). Posee una amplia extensión regional, aflorando entre el valle del río Las Cuevas y la bahía de Ocoa, lo que junto a su fácil identificación, ha aconsejado su representación cartográfica, en la que aparece a modo de nivel-guía del Cinturón de Peralta.

Litológicamente se caracteriza por una alternancia entre limolitas rojizas y grises y calizas blancas en niveles de orden centimétrico a decimétrico, con un marcado aspecto pizarroso; también se reconocen margas, margocalizas y areniscas calcáreas.

De entre su elevado contenido faunístico, en el que abundan Globigerínidos, Radiolarios, Equinodermos, Ostrácodos, Textuláridos y espículas ha permitido su asignación al Luteciense superior, precisión acorde con su inclusión en el Eoceno medio-superior en el resto de la región.

#### 2.3.4.4. Formación El Número Alternancia de margas marrones y niveles decimétricos de turbiditas. Eoceno superior

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión margosa que intercala niveles turbidíticos de areniscas de orden decimétrico, espaciados entre sí a intervalos superiores a 1m, con un espesor inferior a 150m en todos los cortes observados, pero que en conjunto puede superar 3.000m; en el seno de esta litofacies dominante, se reconoce un tramo intermedio caracterizado por la intercalación de niveles de megaturbiditas, así como un tramo superior que intercala calizas y calcarenitas.

En conjunto, la Fm. El Número constituye un gran ciclo de somerización marcado por el desarrollo de facies de cuenca pelágica a muro, el predominio de facies de talud en la parte intermedia y la presencia de facies carbonatadas hacia techo.

Son escasos los restos fosilíferos hallados, que además suelen aparecer recristalizados y resedimentados; entre ellos cabe señalar Globigerínidos, Rotálidos y dudosos Textuláridos y Equinodermos, que únicamente han permitido su asignación al Eoceno. De cualquier manera, las Capas rojas de 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).

### 2.3.5. EOCENO SUPERIOR (GRUPO RÍO OCOA)

En el Cuadrante de Constanza existen buenos cortes parciales de la Fm. Ocoa, que han permitido individualizar dos tramos principales: conglomerático y margoso. El tramo conglomerático constituye la práctica totalidad de la serie en el sector septentrional, siendo sustituido hacia el Sur de forma progresiva por el tramo margoso, que llega a ser dominante en el sector meridional. Es ésta la unidad más característica de la Fm. Ocoa en la región, predominando en ella las margas y fangos con intercalaciones rítmicas de areniscas de espesor centimétrico a decimétrico, que pueden presentarse bajo aspecto ordenado o caótico, en este último caso englobando típicos olistolitos de diverso origen; las dimensiones de los olistolitos sólo han permitido su individualización cartográfica en casos en los que se encuentran incluidos en el tramo conglomerático. Por último, ambos tramos de la Fm. Ocoa incluyen niveles interstratificados de calizas, diferenciados igualmente cuando su envergadura así lo ha permitido.

### 2.3.6. NEOGENO

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

El límite entre ambos dominios está constituido por la zona de falla de San Juan-Los Pozos, mediante la cual se produce el cabalgamiento de los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta sobre los neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan.

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

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

#### 2.3.6.1. Mioceno-Pleistoceno Inferior

En el cuadrante de Constanza el registro neógeno se encuentra representado en las cuencas de Azua-San Juan, localizada en el sector suroccidental, y de Guayabal, depresión intramontañosa situada en el sector central., El registro de la primera cubre un intervalo temporal más amplio (Mioceno superior-Pleistoceno inferior), pese a lo cual faltan los términos carbonatados inferiores; por lo que respecta a la segunda, su relleno está constituido exclusivamente por los términos detríticos superiores (Plioceno-Pleistoceno inferior).

De acuerdo con lo anterior, no aflora la Fm.Sombrerito, estando parcialmente representada la Fm. Trinchera, cuyos términos superiores equivalen a la Fm.Quita Coraza, que no ha sido reconocida. Los afloramientos más extensos y los cortes de mejor calidad pertenecen a las Fms. Arroyo Blanco y Arroyo Seco, pese a lo cual presentan gran complejidad, especialmente por la similitud de sus facies conglomeráticas y la existencia de cicatrices internas.

A continuación y de manera condensada se describen las principales características de las Formaciones Aflorante:

- La Fm. Trinchera (Mioceno medio-Plioceno inferior) es una potentísima (1.000-2.700 m) alternancia rítmica de areniscas y margas de origen turbidítico. Este aspecto general puede sufrir modificaciones locales como la práctica desaparición de los niveles margosos y la aparición de niveles conglomeráticos a techo.
- La Fm. Arroyo Blanco (Mioceno superior - Plioceno medio) posee un espesor próximo a 700 m. Es la unidad más heterogénea pues, pese al predominio de los tramos conglomeráticos, no son extraños los niveles de calizas arrecifales, en algunos casos resedimentadas, ni de margas, igualmente, hacia el Oeste de la región evoluciona hacia facies de tipo evaporítico.
- La Fm. Arroyo Seco (Plioceno superior - Pleistoceno inferior) muestra un espesor muy variable que puede alcanzar 700 m, siendo la única unidad depositada íntegramente bajo un régimen continental. Está constituida por conglomerados polimícticos en bancos gruesos, entre los que se intercalan esporádicamente niveles de arcillas. En la región de Azua es conocida como Fm. Via.

### 2.3.7. CUATERNARIO

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

#### 2.3.7.1. Cuaternario volcánico

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

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

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

La morfología de los afloramientos sugiere una tendencia migratoria de los centros efusivos en sentido SO-NE, confirmada por las dataciones radiométricas existentes, que señalan edades superiores a 2 m.a. en las proximidades de Yayas de Viajama e inferiores a 0.5 m.a. cerca de Constanza. La distribución petrológica, morfológica y temporal permite la diferenciación de dos provincias volcánicas: Yayas de Viajama-Padre Las Casas, al Suroeste, y Valle Nuevo, al Noreste.

La provincia de Yayas de Viajama-Constanza posee una gran cantidad de afloramientos de pequeñas dimensiones, con frecuencia centros de emisión difíciles de reconocer en el paisaje por la notable acción de la morfogénesis cuaternaria sobre ellos; ante sus variaciones composicionales y texturales resulta difícil su correlación. A grandes rasgos, parece reconocerse un episodio inicial de



composición basáltico-andesítica, seguido inmediatamente por otro de predominio traquiandesítico; éste es el de mayor extensión de la región y refleja la migración magmática hacia la provincia de Valle Nuevo.

Los afloramientos de Valle Nuevo (1.2-0.3 m.a.) poseen una continuidad mucho mayor, reconociéndose un foco emisor principal integrado por varios centros en el área Cabecera arroyo de Guayabal-Alto de Primera Cañada, foco del que parten radialmente extensas coladas. Tras una efusión basáltica inicial, tal vez correlacionable con la de la provincia suroccidental, se registra una notabilísima reactivación del relieve a través de un episodio de naturaleza traquiandesítica que desencadena un energético proceso de incisión fluvial que prácticamente configura la red de drenaje actual, de distribución centrífuga. Las últimas manifestaciones, de carácter basáltico, se adaptan fielmente a la red, sugiriendo que su edad podría ser en algún caso incluso más reciente que la sugerida por las dataciones existentes.

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

#### 2.3.7.2. Cuaternario Continental

Poseen una cierta variedad con depósitos de origen fluvial, de ladera, **lacustre, carstico y poligénico**. Su desarrollo está directamente condicionado por el relieve generado por los procesos volcánicos anteriores. Así, la elevación del territorio ligada a éstos, no sólo favoreció la aparición de un clima periglacial, sino también el lógico desarrollo de los procesos gravitacionales y un fuerte encajamiento de la red fluvial, puesto de manifiesto especialmente en los valles de los ríos Nizao y Las Cuevas.

Se citan a continuación los distintos tipos de depósitos diferenciados, sin entrar en su descripción.

Fondos de Dolina; Arcillas de descalcificación:

Fondos endorreicos; Arcillas y limos.

Fondos endorreicos de origen volcánico; Arcillas y limos.

Glacis; Gravas, arenas y arcillas.

Terrazas medias-altas, terrazas bajas-medias; Gravas y arenas.

Fondos endorreicos de origen periglaciario; Arcillas y limos oscuros.

Deslizamientos por reptación; Arcillas, cantos y bloques.

Deslizamientos por gravedad ;Arcillas, cantos y bloques.

Conos de deyección; Gravas, arcillas y arenas.

Coluviones ;Cantos, arenas y arcillas.

Fondos de valle; Gravas y arenas.

## **2.4. SINTESIS TECTÓNICA DEL CUADRANTE DE CONSTANZA.**

### **2.4.1. MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO**

El cuadrante de Constanza se localiza en el flanco suroccidental del sector central de la Cordillera Central, si bien sus sectores septentrional y oriental se puede considerar como parte de la zona axial de esta cadena. Los macrodominios estructurales representados en la Hoja son, de NE a SO, el basamento y el Cinturón de Peralta, si bien el esquema regional se completa con la presencia de la Cuenca de Azua-San Juan hacia el Suroeste.

- El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). Los sectores más suroccidentales de este basamento, están representados por la formación o terreno (estratigráfico) de Tireo, el cual consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, perteneciente al Cretácico superior. La estructura interna de este basamento, difícil de descifrar por los fuertes relieves y su dificultad de acceso, se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO, cuya dirección varía desde la aproximadamente E-O de los sectores más septentrionales de la zona (Hoja de Constanza) a la N-S de los más meridionales (Hoja de San José de Ocoa), mediante un brusco giro localizado en el sector nororiental de la Hoja de Sabana Quéliz.
- El Cinturón de Peralta, también descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivières-Peralta, consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior- Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española.

Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). En su sector suroriental, Heubeck (1988), Heubeck et al. (1991) y Dolan et al. (1991) han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que, en algún caso, pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta, (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa, (Eoceno medio-Mioceno inferior), y Grupo Ingenio Caei, (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la zona de estudio, sólo el Grupo Peralta está representado por todas sus formaciones (Ventura, Jura y El Número), mientras que del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal, (Ocoa), quedando las suprayacentes (El Limonal y Majagua), así como todo el Grupo Ingenio Caei, circunscritos a sectores más surorientales, incluidos en el cuadrante a escala 1:100.000 de San Cristóbal.

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

- La Cuenca de Azua-San Juan, situada al Suroeste del Cinturón de Peralta, se ha integrado en el poco definido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al., 1991b) junto con la Cuenca de Enriquillo y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector centro-occidental de la isla. Su estructura regional es del tipo "domos y cubetas" (*dome and basin structure* de Hobbs et al., 1976), consistente en una serie cubetas sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, separadas por domos anticlinales con inmersiones opuestas a lo largo del eje, cuyos márgenes suelen ser cabalgantes sobre las cubetas (Mann et al., 1991c); individualmente, cada una de éstas tiene una sección del tipo "*ramp valley*" (Willis, 1928). Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno medio-Pleistoceno, correspondientes a ambientes marinos en la base y continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno medio, algunas de las cuales podrían ser, al menos parcialmente,

correlacionables con series equivalentes del Grupo Peralta (la Fm. Neiba con la Fm. Jura). No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaîne de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas y volcánicas atribuidas al intervalo Cretácico superior-Eoceno, cuya posible relación con la Fm. Tireo es desconocida. En el estricto ámbito de la Cuenca de Azua estudiado en el presente proyecto, las rocas más antiguas aflorantes en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrerito, del Mioceno, que probablemente también sea la formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

La Cuenca de Azua-San Juan se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas por la evolución estructural de éste. Los domos o estructuras anticlinales anteriormente mencionados, no son sino una respuesta del sustrato de la cuenca al avance de la deformación hacia el antepaís a medida que progresaba la convergencia, posiblemente oblicua, con el margen septentrional del *plateau* oceánico del Caribe, supuestamente aflorante en la sierra de Bahoruco (Mann et al, 1991 b y c).

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

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, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieran soldados, persistiendo hasta la actualidad. 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 el *plateau* oceánico. A partir del Eoceno medio, este régimen produjo la apertura del surco de Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al., 1991b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto 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 con 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 (*offshore*) y por la falla Septentrional (*onshore*), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera, y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan et al., 1998).

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

Especialmente por sus implicaciones neotectónicas, es preciso hacer mención del volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, cuya presencia en la zona de estudio es amplia, al disponerse en una banda de dirección NNE-SSO de 10 a 20km de ancho, que ocupa parte de las Hojas de Pueblo Viejo, San José de Ocoa, Yayas de Viajama, Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Gajo de Monte y Constanza. En la zona predomina el carácter calcoalcalino, con el que dieron comienzo las emisiones, si bien también existen puntuales evidencias de emisiones alcalinas, mucho más abundantes hacia el Oeste, en el ámbito de San Juan. Para algunos autores (Mann et al., 1991c), el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y el *ridge* de Beata, así como su similar edad y progresiva migración hacia el Noreste, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén totalmente alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriqueillo, en un contexto transtensional.

La evolución tectónica de la región comenzó en el Eoceno, una vez que todos los terrenos de arco-isla que forman la Cordillera Central, así como el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al Gran Arco de Islas del Caribe. La ausencia de afloramientos previos al Cretácico superior en la región impone serias restricciones al conocimiento de la evolución anterior a él; por ello, cualquier intento de establecer la estructura interna de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior y su compleja evolución estructural debe efectuarse en base al conocimiento de regiones próximas. Por ello, en caso de interés se sugiere

la consulta de las memorias del cuadrante de Bonao , integrados en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

## 2.5. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

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

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

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

### 2.5.1. EL ARCO INSULAR DEL CRETÁCICO SUPERIOR

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

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

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

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

## 2.5.2. LA CUENCA PALEÓGENA DE *BACK ARC*

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

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

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

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

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



por varios episodios de somerización en un ambiente de plataforma carbonatada (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz).

Dentro de los signos inequívocos de actividad tectónica en la región durante el Paleógeno, el acontecimiento principal tuvo lugar en el Eoceno superior, en relación con un proceso de imbricación de escamas en la Fm. Tireo, y su principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa, en discordancia sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno.

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

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

### 2.5.3. LAS CUENCAS NEÓGENAS

La sedimentación neógena dio comienzo en una cuenca amplia y, a grandes rasgos, uniforme, localizada al Suroeste del frente activo de la Cordillera Central, integrado por el Cinturón de Peralta, del cual constituiría por tanto su cuenca de antepaís.

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

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

Sea como fuere, la cuenca insinuaría una cierta estructuración ya en el Mioceno superior, como se deduce de la distribución de facies y espesores de la Fm. Trinchera, depositada fundamentalmente por sistemas turbidíticos relacionados con abanicos submarinos de cierta profundidad. El sistema principal tuvo su origen al Norte de la zona de San Juan y avanzaría hacia el Sureste "encauzado" entre los relieves de la Cordillera Central (al NE) y una incipiente sierra de Neiba (al SO). Completando este dispositivo principal, los relieves de la Cordillera Central constituirían el área fuente de sistemas deltaicos transversales al surco principal, uno de los cuales se reconoce en las inmediaciones de Azua. La elevación del extremo suroriental de la cuenca sugerida durante el depósito de la Fm. Sombrerito, sería ya un hecho e incluso parece probable que en ella no se depositara la Fm. Trinchera.

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

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

Probablemente, de forma simultánea con la sedimentación neógena y con toda seguridad en sus últimos compases, se produjo el avance del *ridge* de Beata hacia la bahía de Ocoa, que actuando a modo de *indenter*, en primera instancia

provocaría la insinuación de irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el Cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del sector suroriental de la misma, arqueamiento acompañado por la creación de vergencias centrífugas al *ridge* y por tanto, incongruentes con las correspondientes a la deformación relativa al cinturón de pliegues y cabalgamientos.

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

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

La distribución espacial y temporal del episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance del *ridge* de Beata, aunque no como proceso generador de los magmas. Por el contrario, la distribución del episodio alcalino invoca una relación con el sistema de desgarres E-O generado durante el Neógeno. La interpretación de este fenómeno volcánico dista mucho de estar resuelta, pero un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica del *plateau* caribeño bajo el Gran Arco de Islas a finales del Plioceno, explicaría el magmatismo calcoalcalino y su migración hacia el Noreste, en tanto que un cambio en el régimen geodinámico durante el Cuaternario habría favorecido la extrusión de magmas alcalinos, de mayor profundidad, a favor de los desgarres de dirección E-O.

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

La cercanía de estas elevaciones y en general de todo este sector de la Cordillera Central al mar ha provocado no sólo un espectacular encajamiento de la red fluvial, sino también una elevada capacidad de transporte, reflejada de forma especial mediante los extensos abanicos aluviales que orlan aquélla, tapizando la Cuenca de Azua-San Juan al Norte de la bahía de Ocoa.

### **3. RECURSOS MINERALES. DESCRIPCION**

La Hoja de Constanza ha suscitado interés en las últimas décadas en relación con el aprovechamiento sus recursos minerales, desarrollándose en ella varias campañas intensivas de exploración minera consistentes en la realización de cartografía geológica a diversas escalas, exploración geoquímica, sondeos mecánicos y análisis químicos. La mayor parte de esta investigación se ha centrado en las mineralizaciones filonianas y disseminadas en la Fm Tireo -dominante en la Hoja-, aunque el descubrimiento de una mineralización de caolín de alta calidad en rocas tonalíticas del plutón de El Río añade interés a la zona. Actualmente ésta es la única explotación minera existente.

La minería del área ha sido de pequeña intensidad y salvo en la zona de Las Cañitas, donde hubo cierta actividad minera a principios de siglo, no ha habido minería propiamente dicha sino únicamente pequeñas labores de explotación artesanal. En la década de los 70 comienzan los estudios sistemáticos en la zona. Así, en 1974, Falconbridge Nickel Mines Limited evalúa el potencial minero de la zona mediante la realización de una geoquímica de arroyos, en la que se encuentran abundantes anomalías de cobre. Sus conclusiones dieron pie, a instancias de la Dirección General de Minería, a un estudio más detallado de la zona por parte del Bureau de Recherches Geologiques et Minières (BRGM) en 1980. Entre los trabajos efectuados se encuentra una cartografía geológica a escala 1:20.000 de unos 1000 km<sup>2</sup>, estudios petrográficos y geoquímica de suelos, arroyos y rocas. Aunque no se cumplieron las expectativas iniciales, la presencia de niveles ácidos en la Fm Tireo invitó a la realización de nuevos trabajos para la búsqueda de mineralizaciones de Cu, Pb, Zn, Au y Ag. Las conclusiones desaconsejaron la continuidad de la exploración en toda el área de Las Cañitas, señalando únicamente una serie de recomendaciones para la zona más interesante, El Corbano, en caso de que continuase la exploración.

En 1984, la Dirección General de Minería, a través de la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA) y la Agencia de Minerales Metálicos de Japón (MMAJ) efectúa una nueva exploración del área de Las Cañitas, acompañada de una cartografía geológica a escala 1: 50.000 que cubre parte de las hojas de Gajo de Monte y de Constanza. El interés del estudio se centró nuevamente en la potencialidad de Cu, Ag, Au, Pb y Zn, basada en su presencia de algunas mineralizaciones con sulfuros que podrían corresponder a sistemas epitermales ligados a rocas porfídicas intrusivas en la Fm Tireo. A pesar de realizarse una exhaustiva campaña de campo con levantamientos geológicos de detalle, geoquímica de arroyos y litogeoquímica y realización de sondeos mecánicos y calicatas, los resultados no fueron esperanzadores. Sin embargo, los trabajos han logrado encontrar abundantes indicios en zonas de muy difícil acceso.

En el sector occidental de la Hoja de Constanza (6072-I) hay algunos indicios de mineralización epitermal. El indicio más importante es El Centenario (15) explorado intensivamente a mediados de los años 90 por Minera Española. Los trabajos se han centrado en el estudio económico de esta mineralización y no se tienen noticias de trabajos regionales para la búsqueda de yacimientos similares.

En la Tabla 1 se encuentra una síntesis de las mineralizaciones conocidas en la zona, englobando aquellas visitadas y aquellas no accesibles pero de las que se tienen datos bibliográficos suficientes para ser proyectadas en la cartografía. De hecho, en los trabajos del BRGM (1980) y JICA (1986) se citan abundantes indicios pero no se describen sus coordenadas ni situación exacta en la información disponible. Por lo tanto,

no se incluyen aquellos indicios referenciados pero con poca información geográfica. En el anexo al informe se incluyen las fichas metalogenéticas de los indicios visitados.

En la Hoja hay abundantes canteras, pero la explotación de las rocas industriales y ornamentales está muy por debajo de las posibilidades reales debido a la inaccesibilidad general.

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

### **3.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS**

#### **3.1.1. COBRE-ZINC**

##### **3.1.1.1. Concentraciones sinsedimentarias en la Fm Tireo**

Este grupo incluye abundantes pero pequeños indicios sedimentarios, espacialmente asociados a las rocas básicas masivas y volcanoclásticas de la Fm Tireo, formada en un arco isla abisal (Lewis et al., 1991). La mineralogía es muy monótona, con pirita y algo de calcopirita. El único indicio significativo de estas características es el de Río Grande (13). Aquí, los sulfuros aparecen diseminados en un área considerable en la que son frecuentes las pequeñas zonas mineralizadas a lo largo de una zona muy extensa (>500 m potencia) de la Fm Tireo. Los sulfuros se encuentran predominantemente como clastos detríticos de tamaño mm en potentes secuencias de tipo *mass flows*, lo que sugiere que son el producto de la erosión de cuerpos de sulfuros (masivos?) formados con anterioridad. En algunas zonas es posible observar venillas irregulares de potencia mm cortando a estas mismas rocas. Estas venillas tienen una pequeña alteración hidrotermal asociada y se interpretan como ligadas a una actividad hidrotermal sinsedimentaria. Esto sugiere que sincrónicamente con la deposición de un amplio tramo de la Fm Tireo hubo una circulación hidrotermal potencialmente capaz de formar sulfuros masivos. Sin embargo, no se han encontrado cuerpos de sulfuros masivos propiamente dichos. En rocas equivalentes a la Fm Tireo en Haití (La Mine y Terrier Rouge Series) hay citadas mineralizaciones masivas polimetálicas con *cherts* suprayacentes (Nicolini, 1977). En el informe del BRGM (1980) se describen abundantes diseminaciones y *stockworks* con pirita formando lentejones en tobas ácidas sericitizadas y silicificadas. El indicio más importante es el de El Corbano, donde una secuencia de tobas ácidas con jaspes tienen pirita con algo de esfalerita diseminadas o en venillas. Los contenidos en oro son bajos, entre 0.1 y 0.5 ppm. A unos 2.3 km al sur hay algunas lentes decamétricas de barita con valores de Au de unos 2.7 g/t. Los valores de Ag son también localmente elevados en la Fm Tireo (NU, 1978), pero se tienen pocos datos al respecto.

No hay evidencias de minería en estos indicios y sólo hay algunas pequeñas labores superficiales de exploración en los más importantes.

##### **3.1.1.2. Mineralizaciones en filones y zonas de cizalla dentro de la Fm Tireo**

Mucho más importantes que las diseminaciones anteriores son las mineralizaciones ligadas a estructuras filonianas y bandas de cizalla, que presumiblemente removilizan y reconcentran las diseminaciones estratoides de sulfuros. En relación espacial con estas concentraciones y agrupados en las hojas 6072-I y 6072-IV hay varias decenas de

pequeños indicios de cobre, que han sido intensivamente estudiados ( BRGM, 1980; JICA, 1986). Las leyes puntuales son muy elevadas, hasta el 10-15%Cu, pero las pequeñas dimensiones hacen que no tengan mucho interés económico. No parece haber una dirección predominante para los filones. Entre ellos, los principales se concentran en las zonas de El Gramoso (7), Hato de los Rodríguez (6), Río Grande (13), Limoncito (10), Los Vallecitos (8), Sabana (5), Alto de Marciliano-La Tajasera (3) y Pinar Bonito (11). Los primeros corresponden a zonas mineralizadas en estructuras de cizalla mientras que el último agrupa a varios filones aparentemente extensionales. Todas estas mineralizaciones encajan en rocas básicas, formadas fundamentalmente por coladas e hialoclastitas asociadas y rocas piroclásticas y epiclásticas, que son las encajantes de las mineralizaciones estratoligadas, sugiriendo que las situadas en filones y zonas de cizalla son producto de la removilización hidrotermal proximal de aquellas.

Las estructuras filonianas son muy abundantes en las cercanías de Pinar Bonito (núm.11). Aquí aparecen como pequeños filones cm y como *stockworks* encajados en coladas de rocas máficas y depósitos volcanoclásticos asociados. Estas rocas tienen una intensa espilitización y superpuesta a ella hay una banda de unos 12-14 m de sericitización. Dentro de ésta hay estructuras filonianas extensionales de potencia cm y direcciones N-S y NE-SO. En detalle, los filones están dentro de una zona de intensa silicificación de varios cm de potencia; esta alteración es mucho más intensa cuando en lugar de filones hay zonas de *stockwork*. La roca alterada tiene abundante pirita pero la mineralización se encuentra en el relleno filoniano como granos discretos de esfalerita, calcopirita y galena. Hay una intensa alteración supergénica de la roca alterada que llega hasta los 2 m de profundidad y da lugar a la formación de abundante goethita con malaquita, azurita, calcosina, bornita, marcasita y covellina. Las labores se reducen a una pequeña zanja.

Las mineralizaciones ligadas a estructuras de cizalla son mucho más abundantes y a lo largo del Río Grande hay abundantes ejemplos pero de pequeño tamaño. El ejemplo más representativo es el indicio 13, en el que a lo largo del cabalgamiento de unos pórfidos ácidos sobre rocas masivas de la Fm Tireo se desarrolla una intensa alteración hidrotermal con sulfuros (pirita y calcopirita muy accesoria) diseminados. Del mismo tipo parecen ser los abundantes filoncillos con silicificación y sericitización omnipresentes en el área. Todos estos filones parecen ser sintectónicos en cuanto que suelen ser paralelos a estructuras tectónicas y frecuentemente están deformados.

Sin embargo, son muy distintas las mineralizaciones ligadas a grandes bandas de cizalla de desgarre o extensional dentro de la Fm Tireo; la mayor parte de los indicios se encuentran en las rocas básicas y muy raramente lo hacen en las ácidas. Hay abundantes indicios tales como los situados en las zonas de El Gramoso, Hato de los Rodríguez y otros muchos en la zona de Las Cañitas. Han sido extensivamente estudiadas por el BRGM (1980) y la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA, 1986), que han realizado cartografías de detalle, campañas de prospección geoquímica, sondeos y trincheras. En la zona de El Gramoso (núm.7) hay 22 afloramientos de filones en un área de 3 km<sup>2</sup> y en el Hato de los Rodríguez (núm.6) 6 filones distintos. En Sabana (núm.5) hay 12 afloramientos, incluyendo algunos diques microdioríticos con mineralización diseminada. Aparecen con afloramiento continuo de hasta 400 m y potencias de 1-2 m, con direcciones bastante variables, fundamentalmente NO-SE. Se caracterizan por una intensa cloritización de la roca encajante, dando lugar a clorititas masivas que jalonan las estructuras mineralizadas. La mayor parte de la roca hidrotermal reemplaza a la roca encajante y sólo localmente hay rellenos hidrotermales. En el núcleo de las estructuras hay zonas silicificadas, con brechas hidrotermales y rellenos de tipo crustiforme o en peine. La mineralización, fundamentalmente formada

por pirita y calcopirita con algo de esfalerita y cobres grises, se encuentra diseminada en las clorititas o en venillas o huecos mm en la zona de cuarzo. Las leyes son muy irregulares, localmente las leyes son del hasta 10-15% Cu y hasta 2.7 g/t Au. Sin embargo, los contenidos medios de Au y Ag son siempre muy bajos. La alteración supergénica es poco profunda aunque muy intensa y da lugar a masas de goethita con malaquita, azurita, calcopirita, calcosina, covellina, bornita y marcasita.

Estas estructuras suelen presentar una cierta filonitización y tienen todas las características de las bandas de cizalla, con una deformación gradual y desarrollo de planos internos de tipo S-C y de tipo Riedel y de tensión en las zonas menos deformadas que sugieren un movimiento de tipo extensional o direccional.

En las cercanías de estos indicios hay abundantes pórfidos tonalíticos en pequeños *stocks* y diques, por lo que se han interpretado como de tipo epitermal. Sin embargo, la alteración clorítica de alta temperatura, la relación con estructuras de cizalla, la alta relación Cu/(Zn+Pb), los bajos contenidos en Au-Ag-Te y la ausencia de minerales típicos de ebullición, como cuarzo en peine o carbonatos o feldespatos sugieren que no son mineralizaciones epitermales. Estas estructuras son similares a las que se encuentran en el basamento del Macizo Hercínico y que a veces tienen concentraciones elevadas de Cu-Zn. Se interpretan como estructuras hidrotermales tardiorogénicas ligadas al desarrollo de una tectónica transpresiva o alcolápsa del orógeno que han canalizado una importante actividad hidrotermal.

En el estudio del BRGM (1980) se citan pequeñas anomalías de níquel (hasta 200 ppm) en la zona de la cañada de El Manaclar y en el Arroyo del Gajo Malo, que no han podido ser explicadas.

### 3.1.1.3. Diseminaciones en zonas de alteración hidrotermal

El proyecto JICA (1996) descubrió durante los trabajos de campo, alteraciones hidrotermales equivalentes a las de los pórfidos cupríferos en la vertiente este del Pico Duarte (núm.2). Hay abundantes afloramientos con intensa alteración hidrotermal y supergénica en una amplia área. La roca caja está intensamente silicificada y, en menor grado, cloritizada y sericitizada. Parece haber una cierta zonación con un núcleo de clorita y cuarzo rodeado por una zona de clorita, cuarzo y sericita. La zona interna es la más mineralizada y localmente hay venillas de cuarzo con formas de *stockwork*. La mineralización diseminada o en las venillas de cuarzo, consiste en calcopirita, bornita y molibdenita, muy alterados supergénicamente. Los contenidos varían entre 0.6 y 1.52%Cu, 0.4-0.7 g/t Au y 7-12 g/t Ag.

En la zona de Las Cañitas también hay rocas ígneas con sulfuros diseminados. Los trabajos del BRGM (1980) citan en el Alto de Marciliano (núm.3) y Arroyo La Fortuna (núm.5) la presencia de pórfidos dacíticos y diques microdioríticos con intensa alteración hidrotermal (silicificación ± cloritización) y diseminación de sulfuros, principalmente pirita.

### 3.1.2. MINERALIZACIONES DE MANGANESO

En la Hoja de Padre Las Casas (6072-III) hay dos indicios (Monte Frío y Los Guayuyos, núms.1 y 4) que corresponden a pequeñas explotaciones de manganeso, donde había leyes de entre 23 y 35%Mn. Son cuerpos estratiformes de dimensiones hasta hectométricas y potencias de entre 3 y 6 m que forman dos niveles intercalados entre jaspes ligados a rocas volcánicas ácidas con capas de calizas. Están compuestos por

óxidos de manganeso (psilomelana, pirolusita y litioforita) y hierro. Las dimensiones del conjunto son de aproximadamente 3 km de largo por 15 a 20 m de ancho.

Por comparación con sistemas similares probablemente corresponden a la alteración supergénica de concentraciones de silicatos y/o carbonatos de manganeso formadas en pequeñas cuencas oxidantes de baja temperatura. El interés de estas mineralizaciones radica en que se suelen formar en cuencas equivalentes a las que dan lugar a los sulfuros masivos y en que a veces los jaspes ligados a óxidos de manganeso pueden tener leyes significativas en oro.

### 3.1 3. MINERALIZACIONES DE METALES PRECIOSOS

En la zona hay dos indicios de metales preciosos, Centenario (15) y La Ceiba (14). Son estructuras filonianas de dirección variable y encajadas en la Fm Tireo. El indicio 15 (Centenario) encaja en rocas masivas (lavas) y epiclastitas de composición andesítica, aunque está situado cerca de pequeños intrusivos de composición dacítica y riolítica, todos ellos pertenecientes a la Formación Tireo; en la serie hay intercalados niveles de chert. La mineralización encaja en una estructura frágil de dirección N0-5°E subvertical que se reconoce a lo largo de 600 m y con una potencia muy irregular entre algunos cm y casi 10 m. Las salbandas muestran una fuerte alteración hidrotermal. Hay una intensa silicificación y, en menor escala, sericitización, carbonatización y piritización. No hay casi alteración supergénica.

La mineralización, con pirita dominante y contenidos más accesorios de calcopirita, esfalerita y sulfosales se encuentra diseminada o en masas hasta cm dentro del cuarzo, la barita y la calcita del relleno filoniano, que consiste en una brecha soportada por los clastos que son heterolíticos (cuarzo de grano fino, caliza silicificada y roca ígnea), angulosos y heterométricos (1 mm a 5 cm). El relleno de cuarzo es de textura muy variable, desde cuarzos en peine de grano grueso y alta temperatura a agregados de grano muy fino (jasperoide). Los valores más elevados de oro y plata se encuentran en las zonas brechificadas, en relación con los sulfuros. El oro es de grano fino.

Las labores mineras son casi inexistentes y se reducen a una pequeña corta de exploración. La concesión actual se denomina El Higo. Los primeros indicios fueron descubiertos durante una campaña de prospección llevado a cabo por la Cia Battla Mountain / Canyon en 1991. Entre 1991 y 1997 Minero Española ha llevado a cabo un extenso programa de investigación, que incluye la geología de detalle, demuestre de rocas, muestras de canal, magnetometría, polarización inducida (resistividad) y un total de 6563.8 metros de sondeos. Se han registrado valores puntuales de hasta 300 g/t Au y medias de 5-10 g/t Au sobre varios metros de sondeo en las estructuras hidrotermales. Los valores de plata son inferiores a los de oro, con un ratio global Au/Ag de aproximadamente 20/1.

Como resultado de esta investigación, se ha delimitado una zona de 200 por 250 metros y unos 50 m de profundidad con unos recursos geológicos de 6 Mt con una media de 2-3 gramos de oro por tonelada. Es de esperar que una vez que se resuelvan los problemas de tipo ambiental ligados a la apertura de la mina, unido a una más que previsible recuperación del precio de los metales preciosos, sea posible que el depósito de El Centenario pase a la fase operativa de desarrollo minero.

El indicio de La Ceiba (14) se reduce a pequeñas zonas de alteración hidrotermal, probablemente ligadas a una estructura de dirección N35-40°E que corta a rocas máficas e intermedias masivas y volcanoclásticas de la Fm Tireo. Hay una intensa



alteración hidrotermal con una silicificación interna rodeada de cloritización y piritización irregulares. La mineralización se concentra en las zonas cloritizadas o en pequeñas masas de brechas hidráulicas cementadas por cuarzo y consiste exclusivamente en piritita con pequeñas trazas de calcopirita.

Finalmente, hay varias citas de mineralizaciones epitermales Cu-Au-Ag en la Fm Tireo (Lewis et al., 1991), aunque no ha sido posible visitar ninguna de ellas. También el informe del BRGM (1980) cita la presencia de filones de cuarzo pobres en sulfuros y con contenidos en Au hasta de 1 g/t.

Una de las peculiaridades metalogenéticas de la isla de Española es la existencia de abundantes depósitos aluvionares de oro. Muchos de ellos se encuentran situados aguas abajo de los afloramientos de la Fm Tireo, por lo que se supone que la erosión de ésta es la fuente del oro (Naciones Unidas, 1978). En la zona de Constanza estas no parecen que tienen la importancia que tienen en áreas cercanas.

#### 3.1.4. DEPÓSITOS DE CAOLÍN.

El único depósito de caolín corresponde a una explotación, Mina Tamarindo (núm.9). El caolín se encuentra en masas subhorizontales de hasta 5-10 m de potencia, casi monominerales (sólo con inclusiones de máficos cloritizados) remplazando a una tonalita porfídica, que posiblemente corresponda al grupo de tonalitas de grano grueso porfídicas y datadas en  $55\pm 2$  Ma (Paleógeno). Forma varios cuerpos superpuestos y conectados por estructuras subverticales de dirección N5°E y de potencia métrica en las que el caolín coexiste con cuarzo.

La mineralización se explota desde 1988 por Sanitarios Dominicanos S.A., que ha realizado varios sondeos en el área y está ampliando reservas.

Tabla 1. Listado de indicios de minerales metálicos e industriales en la Hoja de Constanza

Núm	Nombre	Sustancia	Roca encajante	Morfología	Mineralogía	Modelo	X	Y	Hoja
1	Monte Frío	Mn	Fm Tireo. Rocas volcanoclásticas básicas	E	oxidos Mn, goe	volcanosedimentario	291.7 0	2087.2 0	6072-IV
2	Pico Duarte	Cu	Fm Tireo. Rocas intrusivas básicas	I	Q,chl,ser,cp,mo,goe	diseminación	292.5 0	2089.9 0	6072-IV
3	La Tajasera-Alto Marciliano	Cu	Fm Tireo. Rocas volcanoclásticas básicas	I	Q,chl,ser,py,cp	filoniano-cizalla	294.3 5	2089.7 5	6072-IV
4	Los Guayuyos	Mn	Fm Tireo. Rocas volcanoclásticas básicas	E	oxidos Mn, goe	volcanosedimentario	294.8 0	2084.3 0	6072-IV
5	A°Sabana. Fortuna y Roblito	Cu	Fm Tireo. Rocas volcanoclásticas ácidas	F(45°)	Q,chl,py,cp,sph,goe	filoniano-cizalla	301.5 5	2089.9 0	6072-IV
6	Hato Los Rodríguez	Cu	Fm. Tireo. Rocas masivas y volcanoclásticas básicas	F (160°)	Q,cp,py,chl	filoniano-cizalla	302.9 8	2092.1 9	6072-IV
7	El Gramoso	Cu	Fm. Tireo. Rocas masivas y volcanoclásticas básicas	F (165°)	Q,cp,py,sph,chl	filoniano-cizalla	305.1 2	2088.4 8	6072-IV
8	Los Vallecitos	Cu	Fm Tireo. Rocas volcanoclásticas básicas	F(5°,45°)	Q,cp,py,goe	filoniano	305.5 5	2095.4 0	6072-IV
9	El Tamarindo	Caolín	Tonalita El Río	L (140°)	kao,Q	hidrotermal	308.6 6	2100.7 7	6072-IV
10	El Limoncito	Cu	Fm Tireo. Rocas volcanoclásticas básicas	I	Q,py,cp,goe	filoniano-cizalla	309.5 0	2087.8 5	6072-IV
11	Pinar Bonito	Cu-Zn-Pb	Fm. Tireo. Rocas masivas y volcanoclásticas básicas	F (10°)	Q,py,cp,sph, gn	filoniano	318.2 3	2085.0 9	6072-I
12	La Guajuca	Cu	Fm Tireo	F (150°)	Q,py,cp,goe	filoniano-cizalla	318.5 0	2084.5 0	6072-I
13	Río Grande	Cu	Fm. Tireo. Rocas masivas y volcanoclásticas básicas. Diques ácidos	F (110°)	Q,py,cp	cizalla	322.5 0	2085.1 5	6072-I
14	La Ceiba	Cu-Zn-(Ag)	Fm. Tireo. Rocas masivas y volcanoclásticas básicas	F (40°)	chl,Q,py,sph,cp	epitermal adularia-sericita	336.6 5	2088.6 5	6072-I
15	Centenario	Au-Ag	Fm Tireo. Rocas masivas y volcanoclásticas básicas	F (5°)	Q,ba,py,cp,sph,cc,sulfox	epitermal adularia-sericita	339.4 5	2089.0 0	6072-I

ba: barita; cc: calcita; chl: clorita; cp: calcopirita; gn: galena; goe: goethita; kao: caolinita; mo: molibdenita; Q: cuarzo; py: pirita; ser: sericita; sph: esfalerita; sulfox: sulfosales.

F: Filoniano; I: Irregular; L: Lentejonar; E: Estratiforme.

### **3.2. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES**

Los indicios de rocas industriales en la zona se muestran en la Tabla 4. Esta tabla presenta una recopilación de la información extraída de la memoria de geología económica de las Hojas 1/50.000 y de otras fuentes compiladas durante el proyecto, principalmente INYPSA (1985).

La mayor parte de las canteras están orientadas a la extracción de áridos para la construcción y obras públicas, aunque todas -excepto una- están abandonadas o con explotación intermitente. Los materiales extraídos son fundamentalmente rocas masivas volcánicas y volcanosedimentarias -mayoritariamente básicas- de la Fm Tireo y gravas y arenas de los cauces fluviales, terrazas y abanicos aluviales. Únicamente hay una cantera orientada a la extracción de arcillas (núm.17) y dos a la de calizas. Estas dos canteras de caliza (núms.36 y 42) están localizadas en la Fm Ventura y coluviones adyacentes. La caliza parece que se utilizó como árido en obras públicas. Entre las canteras de conglomerado también se incluyen algunas que han explotado niveles poco coherentes de la Fm Arroyo Blanco.

La producción ha estado orientada al consumo local o a demandas circunstanciales de obras públicas en las zonas cercanas. La inaccesibilidad general de la Hoja, con limitadas vías de acceso, hace difícil la explotación y comercialización de materiales de cantera a escala más global. Los recursos de rocas susceptibles de ser utilizadas como áridos es muy importante y la mayor parte de las rocas aflorantes en la zona pueden ser aplicables para este uso. La proporción de gravas y arenas no es muy elevada pero su situación en cauces (sub)actuales hace que sean fácilmente explotables. El potencial de explotación de rocas ornamentales es muy importante, sobre todo en ciertas unidades volcánicas pertenecientes a la Formación Tireo y al volcanismo Cuaternario que aflora el SO de la Hoja. También en las rocas ígneas del batolito de El Río, en donde no hay registrada ninguna cantera, hay diversas facies aprovechables como rocas ornamentales.

### **3.3. RECURSOS ENERGÉTICOS**

No hay evidencias de exploraciones sistemáticas para petróleo, pero la zona es potencialmente interesante en cuanto que reúne características geológicas similares a las de otras zonas adyacentes del suroccidente de la República Dominicana. Las formaciones de mayor interés son la Fm Sombrerito y la parte inferior de la Fm Trinchera, así como la Fm Arroyo Blanco. La zona potencialmente más prospectiva sería el sector suroccidental de la hoja, bajo el frente del Cinturón de Peralta.

En lo que respecta a la energía geotérmica, la región de Yayas de Viajama-Constanza ha sido estudiada por diversas compañías y organismos, llegándose a la conclusión de que a una profundidad de unos 1500 m hay un reservorio cuya explotación podría ser rentable. En la Hoja de Padre Las Casas, en el arroyo Guayabal hay una surgencia de aguas termales sin mayor interés.

## **4. ANALISIS METALOGENETICO**

### **4.1. ASPECTOS COMPARATIVOS Y GENÉTICOS DE LAS MINERALIZACIONES ESTUDIADAS**

La **Formación Tireo** se asocia al Arco Volcánico del Cretácico Superior de la Cordillera Central; son rocas calcoalcalinas aunque más maduras que las de la Fm Maimón. El encuadre geotectónico es similar al de los sulfuros masivos ricos en Cu-Zn de Noranda, con desarrollo de un arco volcánico sobre corteza continental. Aunque no hay citas de sulfuros masivos, hay abundantes evidencias de actividad hidrotermal en la Fm Tireo. Incluyen la presencia de pequeñas zonas de alteración hidrotermal (cloritización - silicificación) con sulfuros diseminados o clastos sedimentarios de sulfuros. La mayor parte de estas alteraciones se localizan en la parte inferior más básica, donde están el indicio 21 y muchas zonas de alteración hidrotermal cercanas.

En la Fm Tireo hay pocos indicios de óxidos de Mn (núms. 1 y 4), al revés de lo que ocurre en series equivalentes en Cuba (Proenza y Melgarejo, en prensa). La ausencia de estos niveles oxidados sugiere que la secuencia era anóxica y por lo tanto más favorable para la formación de sulfuros masivos.

En la parte superior y predominantemente ácida de la Fm Tireo encajan varias mineralizaciones epitermales tales como Restauración o La Mina (Haití), que tienen una mineralización polimetálica con barita y Au-Ag (epitermal alunita-caolinita) ligada a una alteración argilítica (Lewis et al., 1991; Omenetto et al., 1995) y relacionada con domos e intrusiones de composición dacítica y riolítica. En detalle, estas estructuras mineralizadas parecen ligadas a zonas de extensión local o colapso de caldera (Lewis et al., 1991). También hay pórfidos cupríferos situados estratigráficamente por encima de las mineralizaciones epitermales, como es el caso del Pico Duarte (JICA, 1986). Estos pórfidos tienen diseminaciones de calcopirita, pirita y molibdenita en una roca intensamente cloritizada, sericitizada y, en las zonas más internas, silicificada.

La **deformación de edad Cretácico** (Campaniense?, Draper et al., 1994) parece fundamental para definir las zonas actualmente mineralizadas. De hecho, la deformación de los sulfuros masivos produce un enriquecimiento en los metales base y oro, pero suele generar cuerpos más acintados y pequeños que los originales. La deformación también produce una removilización de las diseminaciones de sulfuros en la Fm Tireo. Estas no llegan a dar concentraciones significativas, sino únicamente pequeñas masas de sulfuros, fundamentalmente pirita, en estructuras tensionales o zonas de cabalgamiento. Únicamente en pequeñas zonas (e.g., indicio 13) es posible que se formen filones de cierto interés ligados a estructuras tensionales.

Mayor importancia regional tienen las estructuras con cloritización dentro de la Fm Tireo (e.g., indicios 6 y 7). Estas clorititas con núcleo de silicificación y diseminación de metales en estructuras tensionales frágiles y con buzamientos variables, son relativamente comunes en zonas orogénicas y aquí las interpretamos como estructuras de tensión o desgarre sinistral ligadas a la deformación transpresiva del Paleógeno. El trabajo de JICA (1986) las atribuye una edad similar (Larámida) y las

asocia a grandes estructuras NO-SE, que corresponde a la dirección de los planos que limitan los terrenos acretados (Draper et al., 1994).

Finalmente, la mineralización de caolín de Tamarindo parece ser muy interesante. No está relacionada con procesos edáficos y más bien parece estar controlada por procesos hidrotermales de edad y significado desconocidos. Tampoco se conoce el encuadre tectónico de los sistemas hidrotermales que dan lugar a esta mineralización.

Tabla 2. Modelos de mineralizaciones posibles en la Hoja de Constanza

<b>Modelo</b>	<b>Ejemplos R.D.</b>	<b>Otros lugares Caribe</b>
<i>Pórfido Cu</i>	Pico Duarte	Ciego de Avila-Camaguey-Tunas (Cuba)
Skarn Cu		
Skarn Fe	Pueblo Viejo (Fm Hatillo)	Caesseeus (Haití) Camaguey (Cuba)
Pórfido Cu-Au		
<i>Venas polimetálicas</i>	Pinar Bonito	
<i>Mn volcanogénico</i>	Los Guayuyos	Bahía Honda (Cuba)
<b><i>Epitermal adularia-sericita</i></b>	Centenario	Jacinto (Cuba)
<b>Epitermal alunita-caolinita</b>	Pueblo Viejo, Restauración, Managuá Fm Tireo	Golden Hill (Cuba)
<b>Sulfuros masivos tipo Noranda</b>		
<i>Venas Au pobres sulfuros</i>	Alto Marciliano	
<i>Zonas de cizalla</i>	Doña Cristina, El Gramoso	
Ceolitas en rocas volcánicas		Caimanes (Cuba)
<b><i>Au en placeres</i></b>	Miches, Villa Altagracia	Matanza (Cuba)

En **negrita** están las mineralizaciones con mayor interés económico y en cursiva aquellas citadas en la zona.

#### 4.2. GUÍAS METALOGENÉTICAS DE EXPLORACIÓN EN LA ZONA ESTUDIADA

La zona estudiada corresponde a un arco isla oceánico del Cretácico Inferior - Paleógeno con distintos terrenos acrecionados e intensamente deformados. Desde un punto de vista metalogenético, la existencia de esta corteza primitiva favorece la existencia de sulfuros masivos ricos en Cu-Zn (sin Pb-Ag) y de enriquecimientos en oro. A grandes rasgos, estas zonas de convergencia de placas son las más favorables para la formación de mineralizaciones (e.g., Cox y Singer, 1986; Kesler,

1997). Muchos de los tipos esperados se encuentran en esta zona de la República Dominicana (Tabla 2). Otros han sido citados en otras zonas de la República Dominicana o el Caribe y es geológicamente posible que se encuentren también en Española. Sin embargo, la poca influencia de corteza continental restringe notablemente las mineralizaciones a encontrar. Esto contrasta notablemente con lo que ocurre en la cercana isla de Cuba en la que la mayor influencia continental hace que el número y cantidad de tipos de mineralización existentes es mucho mayor (ver una síntesis en Proenza y Melgarejo, 1999). Por otro lado, la ausencia de un vulcanismo ácido subaéreo sin ignimbritas también restringe notablemente las mineralizaciones epitermales a encontrar. Finalmente, otro factor negativo para la prospección en la zona es que la secuencia de arco isla está muy erosionada y por lo tanto es difícil encontrar sistemas epitermales salvo en bloques hundidos.

Las mineralizaciones de mayor interés económico corresponden a las **venas y remplazamientos epitermales**, encajadas en la Fm Tireo. Parece haber sistemas epitermales de baja sulfidización típicos suprayacentes a domos subvolcánicos ácidos. El caso de Pueblo Viejo es muy particular. Si la hipótesis de que está relacionada con *maar* (Russell y Kesler, 1991) es cierta, las posibilidades que exista otro sistema similar son muy limitadas. Si la situación es la que propone Nelson (1999) en la que el sistema epitermal está relacionado con sulfuros masivos y domos ácidos es la correcta, entonces hay muchas más posibilidades de encontrar sistemas equivalentes, incluso en la Fm Tireo. No hay ninguna razón objetiva para suponer que pueda haber sistemas similares en lugares donde los fluidos profundos hayan interactuado con aguas oxidadas cerca de la paleosuperficie. Al igual que en el caso de los sulfuros masivos, especial atención se ha de prestar a estructuras (sub)circulares de tipo caldera, lugar preferente de formación de ambos tipos de mineralización.

Algunas de estas mineralizaciones corresponden a sistemas hidrotermales con gran desarrollo vertical y superposición de estilos de mineralización. Así, en la Fm Los Ranchos el sistema epitermal ácido parece ser gradacional hacia sulfuros masivos en superficie (Nelson, 1999) y es posible que en profundidad existan pórfidos con Cu-Au (Hedenquist y Arribas, 1999). Los sistemas de baja sulfidización pueden pasar a pórfidos mineralizados (e.g., Kesler, 1997), aunque los modelos más recientes parecen indicar que no hay una relación tan directa (Sillitoe, 1999).

Es posible que en la Fm Tireo también existan **sulfuros masivos**. Las rocas ígneas son calcoalcalinas (Draper et al., 1994) y por lo tanto más fértiles que las de la Fm Los Ranchos o Peralvillo. Por comparación con otros sistemas similares, las zonas más prospectivas son aquellas con alteración hidrotermal (sericitización, cloritización y silicificación) en las cercanías de domos ácidos y que estén relacionadas con grandes estructuras longitudinales o circulares (calderas de colapso). En los tramos inferiores de la Fm Tireo la relación de los sulfuros con rocas básicas indica que las concentraciones a esperar serían ricas en Cu. En este aspecto, resulta clave estudiar en detalle las mineralizaciones conocidas para estudiar si los sulfuros masivos se concentran en cuencas de tercer orden ligadas a uno o varios horizontes, forman estructuras domáticas en fondos oceánicos o son mineralizaciones de remplazamiento en unas rocas favorables. La discriminación entre los distintos tipos es crítico para la prospección de nuevas masas. La ausencia de deformación favorece

la aplicación de criterios geológicos de prospección, al revés de lo que ocurre en los sulfuros masivos de las Fm Maimón o Peralvillo.

La mineralización de caolín de Tamarindo parece sumamente interesante y, desde el punto de vista geológico, hay muchas posibilidades de encontrar yacimientos similares. Esta alteración ácida merece la pena ser estudiada en detalle, fundamentalmente en lo que se refiere a la edad y origen de los fluidos, pues es posible que esté relacionada con procesos de baja temperatura con enriquecimiento en oro.

Las otras mineralizaciones estudiadas no parecen tener mucho interés. Las estructuras de cizalla con cloritización de Las Cañitas no son, *a priori*, interesantes. Estas zonas de cizalla no son trampas efectivas para la formación de mineralizaciones y salvo que corten rocas reactivas (mármoles) o haya zonas de mezcla o ebullición de fluidos no es predecible que formen mineralizaciones significativas. Ninguno de estos procesos parecen haberse dado en las zonas estudiadas.

Debido a la existencia de pocos afloramientos en zona de relieves muy acusados y la poca contaminación, la exploración geoquímica sobre Unidades Geológicas preferentes o zonas metalogenéticamente favorables se revela como el mejor método de prospección para la definición de yacimientos o zonas de alteración hidrotermal.

Tabla 3. Unidades prospectivas en la zona estudiada de la Hoja de Constanza

<b>Unidad geológica</b>	<b>Mineralización esperada</b>	<b>Metales</b>	<b>Comentarios</b>
Fm Tireo	Pórfidos	Cu-Au	Posible interés
	Epitermal sericita-adularia	Au-(Ag) Cu	Mucho interés Poco interés
	Cizallas	Cu-Zn	Posible interés
	Sulfuros masivos		
Tonalitas	Remplazamiento hidrotermal	Caolín Au	Mucho interés Poco interés
	Sistemas filonianos		

Tabla 4. Indicios de rocas industriales y ornamentales

Núm	Sustancia	X	Y	Hoja	Situación actual	Reservas
16	Rocas volcanosedimentarias	316.50	2093.40	6072-I	Abandonada	Grandes
17	Arcilla	318.00	2087.90	6072-I	Intermitente	Grandes
18	Rocas volcanosedimentarias	318.20	2087.80	6072-I	Abandonada	Medias
19	Rocas volcanosedimentarias	318.50	2085.40	6072-I	Abandonada	Medias
20	Rocas volcanosedimentarias	322.60	2093.70	6072-I	Abandonada	Grandes
21	Traquiandesita	323.55	2079.70	6072-II	Abandonada	Grandes
22	Traquiandesita	324.65	2078.40	6072-II	Abandonada	Grandes
23	Traquiandesita	324.70	2078.40	6072-II	Abandonada	Grandes
24	Conglomerados	325.10	2078.30	6072-II	Abandonada	Grandes
25	Traquiandesita	327.30	2075.00	6072-II	Abandonada	Grandes
26	Conglomerados	328.60	2074.40	6072-II	Abandonada	Grandes
27	Conglomerado	329.10	2074.15	6072-II	Abandonada	Grandes
28	Conglomerados	330.60	2071.80	6072-II	Abandonada	Medias
29	Conglomerados	330.55	2072.50	6072-II	Abandonada	Grandes
30	Conglomerados	330.70	2072.40	6072-II	Abandonada	Grandes
31	Conglomerados	332.30	2066.30	6072-II	Abandonada	Grandes
32	Conglomerado	290.50	2078.00	6072-III	Abandonada	Grandes
33	Arenas	291.60	2071.70	6072-III	Activa	Grandes
34	Arenas	292.35	2075.10	6072-III	Abandonada	Pequeñas
35	Conglomerados	295.50	2068.30	6072-III	Abandonada	Pequeñas
36	Caliza	296.30	2073.50	6072-III	Abandonada	Medias
37	Conglomerados	296.40	2068.20	6072-III	Abandonada	Pequeñas
38	Rocas volcanosedimentarias	296.40	2073.70	6072-III	Abandonada	Pequeñas
39	Conglomerado	296.45	2067.60	6072-III	Abandonada	Grandes
40	Arenas	302.00	2076.40	6072-III	Abandonada	Grandes
41	Conglomerados	303.40	2075.30	6072-III	Abandonada	Medias
42	Caliza	304.30	2075.30	6072-III	Abandonada	Pequeñas



## **Bibliografía**

- BRGM (1980): Exploración minera del área Las Cañitas. Informe final, 55 pp.
- Cox,D.P., Singer,D.A. (1988): Mineral Deposits Models U.S.G.S. Bull., 1693, 379 pp.
- Draper,G., Mann,P., Lewis,J.F. (1994): Hispaniola. En Caribbean Geology, anintroduction, UWI Publishers, Kingston, pp.129-150.
- Hedenquist,J.W., Arribas,A. (1999): The tops and bottoms of high-sulfidation epithermal ore deposits en Mineral deposits: Processes to Processing, Stanley et al., eds., Balkema, 515-518
- Japan International Cooperation Agency (1986): Report on Geological Survey of Las canitas area, Dominican Republic. 93 pp.
- INYPESA (1985): Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción.
- Kesler,S.E. (1997): Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models Ore Geology Rev., 12, 153-171
- Lewis,J.F., Amarante,A., Bloise,G., Jimenez,J.G., Dominguez,H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiroe Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti en Mann,P., Draper,G., Lewis,J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Geological Society of America Spec.Paper 262, 143-163
- Naciones Unidas (1978): Informe sobre la metalogénesis en la República Dominicana. proyecto Naciones Unidad para el Desarrollo.122 pp.
- Nelson,C.E. (1999): Volcanic domes and gold mineralization at the Pueblo Viejo deposit, Dominican Republic Mineralium Deposita, en prensa
- Nicolini,P. (1977): Les porphyres cupriferes et les complexes ultra-basiques du nord-est d'Haiti: essai gitologie provisionelle. Tesis Doctoral, Univ. Pierre Marie Curie, Paris.
- Omenetto,P., Trivellin,E., Visonad,D. (1995): Gold ores in the Eastern and Western Cordilleras of Dominican Republic en: Mineral Deposits: From their origin to environmental impacts, Pasava,J., Kribek,B., Zak,K.(eds.),Balkema,Rotterdam,177-179
- Proenza,J., Melgarejo,J.C. (1999): Una introducción a la metalogenia de Cuba en relación con la evolución geológica de la isla. Acta Geológica Hispánica (en prensa).
- Russell,N., Kesler,S.E. (1991): Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic en Mann,P., Draper,G., Lewis,J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Geological Society of America Spec.Paper 262,203-215

Sillitoe, R.H. (1999): VMS and porphyry copper deposits: Products of discrete tectonomagmatic settings en Mineral deposits: Processes to Processing, Stanley et al., eds., Balkema, 7-10