



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**ARROYO CAÑO
(6172-III)**

Santo Domingo, R.D. Enero 2000

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

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS

- M^a José Huertas (Universidad Complutense de Madrid, España)
- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

PETROGRAFÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS Y REDACCIÓN DE LOS APARTADOS CORRESPONDIENTES

- Javier Escuder (Universidad Complutense de Madrid, España)

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

DATACIONES ABSOLUTAS Y REDACCIÓN DE LOS APARTADOS CORRESPONDIENTES

- U/Pb: Jim Mortensen (Universidad de la Columbia Británica, Canadá)
- Ar/Ar: William Hayes (Universidad McMaster da Hamilton, Ontario, Canadá)

ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPESA)
- Gabriel Gutierrez (Universidad de Salamanca, España)

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Alfredo G^a de Domingo (INYPESA)
- Javier Solé (INYPESA)

ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Alfredo Martinez (INYPESA)

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

- Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

- Carmen Antón Pacheco (ITGE)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

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

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Eusebio Lopera (ITGE)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Unidad Técnica de Gestión SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Iván Tavares

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

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

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

RESUMEN

La Hoja de Arroyo Caño se sitúa, en su mayor parte, sobre el “Cinturón Metamórfico Intermedio”, dominio definido por Bowin para denominar un conjunto de unidades metamórficas que configuran el flanco septentrional de la Cordillera Central. La presencia de este conjunto de unidades metamórficas en el centro de la isla se ha relacionado con los estadios primitivos (pre-Cretácico superior) de su evolución. Dentro de ellas destaca, a modo de eje central, el *ridge* peridotítico, que tradicionalmente se ha identificado con una paleosutura. Al SO del *ridge*, el Complejo Duarte, del Jurásico superior, representa el conjunto litológico más antiguo de la isla. Al NE del *ridge* y en prolongación del mismo afloran, respectivamente, los esquistos de Maimón y el complejo Río Verde, que no tienen representación en la presente Hoja pero sí en la contigua de Villa Altigracia. Estas unidades, y más específicamente la primera, se atribuyen al Cretácico inferior por correlación con la bien datada Fm. Los Ranchos que caracteriza la región del Seibo en sectores más septentrionales de la isla.

En los márgenes oriental y occidental de la Hoja y con una relación original poco clara con las unidades metamórficas, pero que bien pudiera corresponder a una discordancia, se disponen dos formaciones volcánicas muy similares, sin deformación interna ni metamorfismo, la Fm Siete Cabezas y la Fm. Tireo, respectivamente. Estas unidades están relacionadas con el desarrollo del arco insular del Cretácico sup-Eoceno que forma el cuerpo fundamental de la isla La Española. Ambas han sido bien datadas como formaciones del Cretácico superior y aunque sus litologías son en principio diferentes, los análisis geoquímicos muestran algunas similitudes que sugieren su posible relación genética.

El Complejo Duarte es la unidad dominante en extensión en la Hoja de Arroyo Caño, y en ella intruyen, de forma exclusiva, varios *stocks* de tonalitas foliadas y un cuerpo de dimensiones batolíticas de gabros y gabro-noritas denominados de La Yautía. Por su deformación interna y sus relaciones con el encajante, se considera que la primeras se debieron emplazar, aunque con dudas, en el Cretácico inferior. Los gabros y gabro-noritas no sólo intruyen al Complejo Duarte sino también a las propias tonalitas foliadas y por tanto son posteriores a éstas aunque su edad emplazamiento es incierta, probablemente Cretácico superior. El conjunto de granitoides de la Hoja se completa con las tonalitas no foliadas que intruyen sobre cualquiera de las unidades representadas en la Hoja, asignándose su emplazamiento al Paleógeno. Estas intrusiones forman parte del conjunto

de granitoides que se distribuyen de una forma más o menos uniforme a lo largo de la zona axial de la Cordillera Central, teniendo su origen en el mismo magmatismo que produjo el volcanismo de arco-isla.

ABSTRACT

The Arroyo Caño Sheet is located on the Metamorphic Median Belt, geologic domain defined by Bowin to denominate a group of metamorphic units that define the northern flank of the Cordillera Central. The outcrop of this group of metamorphic units in the centre of the island has been related to the primitive times (pre-Upper Cretaceous) of its evolution. Among them, the peridotitic ridge is an outstanding feature aligned along the central axis of the belt that traditionally has been interpreted as a paleo-suture. To the SW of this ridge, the Duarte Complex, of Upper Jurassic age, is the oldest unit of the island. To the NE of the ridge and in continuity to it, two units outcrop, respectively, the Maimón schists and the Rio Verde Complex, both represented in the neighbouring sheet of Villa Altagracia but not in this one. These units, and more specifically the first one, have been assigned to the Lower Cretaceous by correlation to the well dated Los Ranchos Fm. that characterizes the Seibo region in northern areas.

In the eastern and western margins of the Sheet and with not a well defined contact with the underlying metamorphic units that probably corresponds to an unconformity, two quite similar volcanic formations, lacking internal deformation and metamorphism, outcrop, the Siete Cabezas Fms and Tiro Fms.. These units are related to the development of an island arc during the Upper Cretaceous-Eocene period which forms the main body of the Hispaniola. Both have been well dated as Upper Cretaceous and although their lithologies are quite different, the geochemical analysis show some similarities that suggest a possible genetic relationship

The Duarte Complex is the prevailing unit throughout the Arroyo Caño Sheet and it is exclusively intruded by several stocks of foliated tonalites and by one batholith of gabros and gabbro-norites called La Yautía. According to their internal deformation and to their relationships with the surrounding units, the setting of the former is considered to have happened, with many doubts, in Lower Cretaceous. The La Yautía gabbro and gabbro-norites not only intrude into the Duarte Complex but also into the proper foliated tonalites and therefore they are older than these ones, although their exact age of setting remains uncertain, probably Upper Cretaceous. The group of granitoids is completed with the non foliated tonalites which intrude into all the formations represented in the Sheet which allows to consider for them a setting age of Paleogene. These intrusions belong to the group of

granitoids that are more or less regularly distributed along the axial zone of the Cordillera Central, being all of them related to the same magmatism that produced the general volcanism of the island

2.1.2.2.3. Formación Tireo (8). Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos rojizos y grises. Cenomaniense-Maastrichtiense.....	39
2.1.3. Cretácico (inferior)-Paleógeno.....	41
2.1.3.1. <u>Granitoides</u>	41
2.1.3.1.1. Tonalitas foliadas (4). Cretácico Inferior	43
2.1.3.1.2. Gabros y Gabro-noritas de La Yautía (9) Cretácico superior.....	46
2.1.3.1.3 Tonalitas no foliadas (10) Paleógeno	50
2.1.4. Cuaternario.....	52
2.1.4.1. <u>Pleistoceno-Holoceno</u>	53
2.1.4.1.1. Glacis (11).Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno	53
2.1.4.1.2. Terrazas medias-altas (12) y bajas (13). Cantos, gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno	53
2.1.4.2. <u>Holoceno</u>	54
2.1.4.2.1. Conos de deyección (14). Gravas arcillas y arenas. Holoceno.....	54
2.1.4.2.2. Deslizamientos de ladera (15). Bloques, cantos y arenas. Holoceno	55
2.1.4.2.3. Coluviones (16). Arenas limosas con cantos y bloques. Holoceno.....	55
2.1.4.2.4. Llanura de inundación (17). Limos con niveles de cantos y arenas. Holoceno.....	55
2.1.4.2.5. Fondos de valle con funcionamiento estacional (18) y fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (19). Cantos, arenas y gravas. Holoceno.....	55
2.2. <u>Geoquímica</u>.....	56
2.2.1. La peridotita de Loma Caribe.....	65
2.2.2. El Complejo Duarte.....	65
2.2.3. La formación Siete Cabezas.....	66
2.2.4. Tonalitas y tonalitas foliadas	71
2.2.5. Gabros y Gabro-noritas de La Yautía	74
2.2.6. La formación Tireo.....	75
2.3. <u>Características del metamorfismo</u>	82

2.3.1 Zonas Metamórficas e Isogradas.....	82
2.3.2. Evolución metamórfica: trayectorias P-T.....	85
2.4 <u>Dataciones absolutas</u>	87
2.4.1 Dataciones por el método U/Pb	89
2.4.2 Dataciones por el método Ar/Ar	92
2.4.3. Discusión.....	96
3. TECTONICA	98
3.1. <u>Contexto geodinámico de la isla La Española</u>	98
3.2. <u>Marco geológico-estructural de la zona de estudio</u>	102
3.3. <u>Estructura de la zona de estudio</u>	109
3.3.1. La estructura relacionada con la tectónica pre-Albiano.	112
3.3.1.1. <u>La peridotita de Loma Caribe</u>	114
3.3.1.2. <u>El Complejo Duarte y las tonalitas foliadas</u>	115
3.3.2. La estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior- Eoceno (o post-Albiano)	120
3.3.3 La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad.	130
4.GEOMORFOLOGÍA	137
4.1. <u>Descripción fisiográfica</u>	137
4.2. <u>Análisis morfológico</u>	138
4.2.1. Estudio morfoestructural	138
4.2.1.1. <u>Formas estructurales</u>	140
4.2.2. Estudio del modelado.....	140
4.2.2.1. <u>Formas de ladera y remoción en masa</u>	140
4.2.2.2. <u>Formas fluviales</u>	141
4.2.2.3. <u>Formas poligénicas</u>	143

4.3. <u>Evolución dinámica</u>	144
4.4. <u>Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos</u>	146
5. HISTORIA GEOLOGICA.....	148
5.1. <u>El arco de isla primitivo del Cretácico inferior</u>	148
5.2. <u>El arco de islas del Cretácico superior-Eoceno</u>	151
5.3. <u>La evolución desde el Eoceno superior hasta la actualidad</u>	154
6.GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	155
6.1. <u>Hidrogeología</u>	155
6.1.1. Hidrología y climatología.....	155
6.1.2. Hidrogeología.....	156
6.1.2.1. <u>Introducción</u>	156
6.1.2.2. <u>Características hidrogeológicas</u>	158
6.2. <u>Recursos minerales</u>	166
6.2.1. <u>Minerales metálicos y no metálicos</u>	166
6.2.2. <u>Rocas industriales y ornamentales</u>	167
6.2.2.1. <u>Aspectos generales históricos</u>	167
6.2.2.2. <u>Descripción de las sustancias</u>	169
6.2.2.3. <u>Potencial minero</u>	169
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	171
7.1. <u>Relación de los L.I.G.</u>	171
7.2. <u>Descripción de los Lugares</u>	172
8. BIBLIOGRAFÍA.....	176

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

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

Dicho Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen los cuadrantes a escala 1:100.000 de Constanza (Constanza, 6072-I; Sabana Quéliz, 6072-II; Padre Las Casas, 6072-III; Gajo de Monte, 6072-IV), Bonao (Hatillo, 6172-I; Villa Altigracia, 6172-II; Arroyo Caño, 6172-III; Bonao, 6172-IV) y Azua (San José de Ocoa, 6071-I; Azua, 6071-II; Pueblo Viejo, 6071-III; Yayas de Viajama, 6071- IV). Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, el desarrollo de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las restantes, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente Memoria son numerosas las alusiones a otras Hojas, en especial a las que integran las Hojas a escala 1:100.000 de Azua y Constanza.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Arroyo Caño se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:20.000 del año 1966, únicas disponibles en la zona, y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Riesgos, así como la Geotécnica, ambas a escala 1:100.000.

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

1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Arroyo Caño (6172-III) se encuentra situada en el sector centro-meridional de la República Dominicana, a unos 50km en línea recta al NO de la capital Santo Domingo (Fig. 1.2.1). En vehículo, tiene dos vías de acceso; uno, desde el cruce de Piedras Blancas en la autopista Duarte, por la carretera que conduce a Rancho Arriba; el otro, desde San José de Ocoa, por la carretera que empalma con esta misma localidad. La mitad septentrional de su territorio pertenece a la provincia de La Vega, mientras que la mitad meridional se divide, más o menos a partes iguales, entre las provincias de San Cristóbal y Peravia.

Desde el punto de vista fisiográfico la Hoja se encuentra a mitad de camino entre los fuertes relieves que hacia el Oeste enlazan con la zona axial de la Cordillera Central, con altitudes que superan fácilmente los 1.500ms, y los relieves más alomados que constituyen la vertiente oriental de esta cadena. El hecho de que el sustrato esté formado por rocas mayoritariamente plutónicas determina una orientación relativamente anárquica de los relieves, sin duda acentuada por la pauta dendrítica de la red fluvial. En el sector más occidental de la Hoja, y en menor medida también en la esquina NE de la misma, donde el sustrato está representado por las formaciones Tireo y Duarte o Siete Cabezas, respectivamente, los relieves vuelven a retomar las directrices NO-SE a N-S que caracterizan la Cordillera Central.

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter muy caudaloso, especialmente los que proceden del sistema montañoso que domina la Hoja contigua de Sabana Quéliz. Entre éstos están los dos ríos principales, el Nizao cuyas aguas vierten hacia el Sur, muriendo en el Mar Caribe, y el Yuna que lo hace hacia en Norte, desembocando en la Bahía de Samaná. Otros ríos importantes son el Haina cuyo nacimiento se produce en el sector SE de la Hoja, así como el Banilejo y el Mahoma, afluentes del Nizao, y el Yuboa y el Maimón afluentes del Yuna. Con la excepción del Nizao,

Fig. 1.2.1

que localmente tiene zonas con una llanura aluvial bien desarrollada, casi todos ellos presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera.

La población no es muy elevada por lo accidentado del terreno aunque hay una cierta densidad de bohíos y aldeas diseminados por toda la zona rural y más concretamente a lo largo de las vías de comunicación. La principal concentración de población se produce a lo largo del valle del río Banilejo y en la zona de confluencia de éste con el río Nizao donde coinciden tres núcleos importantes, Arroyo Caño, Rancho Arriba y Los Quemados. Su principal fuente de ocupación es la agricultura, con extensas fincas localizadas en el ámbito de influencia de las poblaciones citadas; por el contrario, la actividad ganadera es muy inferior y se encuentra más dispersa Otra fuente de ingresos es la relacionada con el sector servicios diseminado a lo largo de la autopista Duarte y de las principales carreteras y pistas.

1.3. Marco Geológico

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Arroyo Caño se sitúa, en su mayor parte, sobre el "Cinturón Metamórfico Intermedio", dominio definido por Bowin para denominar un conjunto de unidades metamórficas que configuran el flanco septentrional de la Cordillera Central (Fig. 1.3.1). El desconocimiento de la geometría interna de cada una de estas unidades y de las relaciones estructurales entre ellas, ha llevado a la utilización de las más diversas acepciones para su denominación (grupo, formación, complejo) y justifica su calificación como "terrenos" (Mann et al. 1991 b).

La presencia de este conjunto de unidades metamórficas en el centro de la isla se ha relacionado con los estadios primitivos (pre-Cretácico superior) de su evolución. Dentro de ellas destaca, a modo de eje central, el *ridge* peridotítico, que tradicionalmente se ha identificado con una paleosutura. Al SO del *ridge*, el Complejo Duarte, del Jurásico superior, representa el conjunto litológico más antiguo de la isla. Al NE del *ridge* y en prolongación del mismo afloran, respectivamente, los esquistos de Maimón y el complejo Río Verde, que no tienen representación en la presente Hoja pero sí en la contigua de Villa Altagracia. Estas unidades, y más específicamente la primera, se atribuyen al Cretácico inferior por correlación con la bien datada Fm. Los Ranchos que caracteriza la región del Seibo en sectores más septentrionales de la isla.

Fig 1.3.1

En los márgenes oriental y occidental de la Hoja y con una relación original poco clara con las unidades metamórficas, pero que bien pudiera corresponder a una discordancia, se disponen dos formaciones volcánicas muy similares, sin deformación interna ni metamorfismo, la Fm Siete Cabezas y la Fm. Tireo, respectivamente. Estas unidades están relacionadas con el desarrollo del arco insular del Cretácico sup-Eoceno que forma el cuerpo fundamental de la isla La Española. Ambas han sido bien datadas como formaciones del Cretácico superior y aunque sus litologías son en principio diferentes, los análisis geoquímicos muestran algunas similitudes que sugieren su posible relación genética.

El Complejo Duarte es la unidad dominante en extensión en la Hoja de Arroyo Caño, y en ella intruyen, de forma exclusiva, varios *stocks* de tonalitas foliadas y un cuerpo de dimensiones batolíticas de gabros y gabro-noritas denominados de La Yautía. Por su deformación interna y sus relaciones con el encajante, se considera que la primeras se debieron emplazar, aunque con dudas, en el Cretácico inferior. Los gabros y gabro-noritas no sólo intruyen al Complejo Duarte sino también a las propias tonalitas foliadas y por tanto son posteriores a éstas aunque su edad de emplazamiento es incierta, probablemente Cretácico superior. El conjunto de granitoides de la Hoja se completa con las tonalitas no foliadas que intruyen sobre cualquiera de las unidades representadas en la Hoja, asignándose su emplazamiento al Paleógeno. Estas intrusiones forman parte del conjunto de granitoides que se distribuyen de una forma más o menos uniforme a lo largo de la zona axial de la Cordillera Central, teniendo su origen en el mismo magmatismo que produjo el volcanismo de arco-isla.

1.4. Antecedentes

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

Después de los primeros reconocimientos de campo de Koschman y Gordon (1950), la primera referencia de interés en la zona de estudio, sin duda también la más importante por su carácter regional y su actual vigencia, es la tesis doctoral de Bowin (1960,1966). Un

trabajo de similares características fue el realizado por Palmer (1963) en regiones más septentrionales sobre las mismas formaciones o equivalentes. En los años siguientes, los trabajos fueron escasos, limitándose a investigaciones mineras promovidas por los departamentos de exploración de las compañías Rosario y Falconbridge Dominicana, y a publicaciones aisladas sobre la petrología y la estructura de algunas de las formaciones representadas en la zona de estudio (Lewis, 1982; Draper y Lewis, 1982, entre otras). En el año 1987 las tesis de Mercier de Lepinay y, sobre todo, de Boisseau, significan un nuevo avance en el conocimiento geológico de la zona representada en el cuadrante 1:100.000 de Bonaó, proponiéndose un modelo de evolución para la misma.

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

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1991 a) para la Sociedad Geológica de América (*Special Paper* 262) y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica al territorio ocupado por el cuadrante 1:100.000 de Bonaó y, por tanto, a la Hoja de Arroyo Caña; de entre ellos cabe destacar los de: Draper y Lewis (1991), Lewis y Jiménez (1991), sobre las unidades metamórficas de Duarte; el de Lewis et al (1991) sobre la formación Tireo; el de Kesler et al. (1991 c) sobre la edad y las características de las intrusiones granitoides.

Más recientemente hay que destacar los trabajos de Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutiérrez (1997) que, con criterios estructurales modernos, definen en sectores próximos al Este la estructura de los Esquistos de Maimón como una zona de cizalla y proponen un nuevo modelo evolutivo para la región; o los de Lapierre et al. (1997 y 1999) y Sinton et al (1998) que aportan nuevas conclusiones, con implicaciones geodinámicas, sobre las

características geoquímicas y las dataciones de las formaciones Duarte y Siete Cabezas, respectivamente.

2. ESTRATIGRAFIA y PETROLOGIA

En la Hoja de Arroyo Caño y su entorno, aflora un conjunto de rocas ígneas, tanto volcánicas como plutónicas, metamórficas y, en menor medida, sedimentarias, que forman parte del flanco septentrional de la Cordillera Central, en su sector SE. Estas rocas se disponen en cinturones o bandas de dirección NO-SE, subparalela a la cadena, que generalmente están limitadas por fallas subverticales con movimiento en dirección. Estas fallas son relativamente recientes y se relacionan con la tectónica de desgarres sinestrales que afectó a la isla a partir del Mioceno superior (Mann et al., 1991b). La naturaleza mecanizada de los contactos entre formaciones o unidades, la fuerte deformación interna y metamorfismo de algunas de ellas, así como la ausencia de niveles cartográficos de referencia y sobre todo la escasez de dataciones fiables, tanto paleontológicas como radiométricas, son algunos de los factores que contribuyen negativamente en el establecimiento de una estratigrafía en la zona. Este hecho se comprueba en la disparidad de interpretaciones realizadas por autores precedentes tanto para el conjunto de la región como para unidades aisladas, de tal forma que por el momento no hay una secuencia tectono-estratigráfica comúnmente aceptada para esta zona. No obstante, como hipótesis de partida, en la presente memoria se contempla la siguiente:

- La unidad más antigua de la Hoja y posiblemente de toda la isla, corresponde al Complejo Duarte, cuya datación mediante radiolarios (Montgomery et al., 1994) permite atribuirle al Jurásico superior. El protolito de este conjunto metamórfico se asimila a basaltos de fondo oceánico en sentido amplio y más concretamente a un *plateau* cuyo origen estaría relacionado con la protoplaca caribeña. Esta unidad, en asociación con la peridotita de Loma Caribe, que se considera originalmente infrayacente, se comportaría como sustrato del primer volcanismo de arco isla.
- En el Cretácico inferior tendría lugar el desarrollo, sobre el sustrato anteriormente mencionado, de las primeras formaciones volcánicas de arco isla que en la presente Hoja no tienen representación. Estas, sin embargo, afloran bien en la Hojas contiguas al Este y consisten principalmente en los Esquistos de Maimón y sus formaciones equivalentes menos deformadas, esto es, la formación Los Ranchos,

bien datada como Cretácico Inferior (Kesler et al., 1991 c), y la formación Peralvillo Norte, redefinida en esta memoria a partir de la Fm Peralvillo de Bowin (1960 y 1966). Más problemática es la interpretación del Complejo Río Verde que aflora exclusivamente en la Hoja de Villa Altagracia. Sin embargo, la composición bimodal y similitud litológica de algunos de sus tramos con los Esquistos de Maimón, y su parecida estructura interna, con el mismo tipo de gradiente deformativo y metamórfico inverso, ha decantado su asignación al mismo intervalo estratigráfico que éstos.

Todas las unidades anteriormente mencionadas forman parte del Cinturón Metamórfico Central o Median Belt de Bowin (1960,1966). La deformación y el metamorfismo que caracteriza estas unidades se ha explicado mediante distintos modelos de emplazamiento de la lámina peridotítica de Loma Caribe a la que numerosos autores relacionan con una posible sutura.

- El Cretácico superior se caracteriza por la aparición de una serie de unidades volcánicas, basálticas y andesíticas con abundantes términos volcanoclásticos asociados que, en contraste con las unidades del Cinturón Metamórfico Central, no presentan ni deformación interna ni metamorfismo. Pese a que sus contactos siempre están mecanizados, se considera que estas formaciones volcánicas son discordantes sobre las unidades metamórficas infrayacentes. En los sectores más orientales estas formaciones están representadas por las Fm Siete Cabezas y Peralvillo, ambas de litología predominantemente basáltica y la última no aflorante en la Hoja de Arroyo Caño. Con un quimismo no del todo bien definido, algunos autores consideran a estas formaciones correlacionables (Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay 1987), mientras que otros proponen procedencias distintas (ver capítulo 2.2. de geoquímica). Bien representada en el ámbito de la Hoja de Arroyo Caña, la Fm. Tireo también pertenece a este intervalo estratigráfico. Esta formación, de naturaleza esencialmente andesítica y claro quimismo calcoalcalino, es una de las de mayor extensión de la isla y su presencia se relaciona con un magmatismo generalizado de arco isla que estaría asociado a una zona de subducción con buzamiento hacia el Sur. Su relación genética con las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur es por el momento desconocida.

- Por último y pese a su distinta edad de emplazamiento, se describen bajo un mismo epígrafe los cuerpos granitoides intrusivos. En la Hoja de Arroyo Caño éstos consisten en las tonalitas foliadas, que regionalmente sólo intruyen en el Complejo Duarte; los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, que forman un cuerpo de dimensiones batolíticas cuya edad de emplazamiento es más moderna que las tonalitas foliadas puesto que intruye parcialmente en éstas; y las tonalitas no foliadas, que se disponen en distintos *stocks* de variables dimensiones los cuales intruyen a la práctica totalidad de las unidades presentes en la hoja, incluida la Fm. Tireo, por lo que su edad es claramente postcretácica.

El presente capítulo se ha organizado de la siguiente forma. En el apartado 2.1 se realizan las descripciones estratigráficas y petrológicas, estas últimas tanto de visu como microscópicas, de cada una de las formaciones o unidades cartográficas; en el apartado 2.2 se hace una síntesis de los estudios geoquímicos existentes; en el 2.3 se describen las características del metamorfismo y la evolución metamórfica de la zona de estudio; y, por último, en el 2.4, se presentan las nuevas dataciones absolutas realizadas en el transcurso del presente trabajo.

2.1. Descripción estratigráfica y petrológica de las unidades

2.1.1. Jurásico

2.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe

Esta unidad es, junto con las peridotitas serpentinizadas de la costa septentrional, uno de los principales conjuntos de rocas ultrabásicas representadas en La Española. Su afloramiento se produce según una alineación de dirección NO-SE que, con una longitud de unos 95 km y anchura variable entre unas decenas de metros y varios kilómetros, discurre entre las proximidades de La Vega y Santo Domingo capital. No obstante, diversas líneas sísmicas realizadas en la cuenca de San Pedro y el reciente mapa de anomalías aeromagnéticas de la República Dominicana (CGG, 1987), constatan la prolongación *offshore* de esta alineación. Las peridotitas de Loma Caribe tienen una especial importancia en la geología de La Española no solamente por las implicaciones geodinámicas y estructurales que conllevan sus interpretaciones sino, principalmente, por las explotaciones

de ferroníquel que en las alteraciones lateríticas de esta unidad desarrolla la Falconbridge Dominicana, las cuales representan una de las principales fuentes de ingresos del país.

En la Hoja de Arroyo Caño las peridotitas de Loma Caribe tienen una representación muy escasa al estar circunscritas a un pequeño afloramiento, de difícil acceso, en su esquina NE. Por esta razón la descripción de la unidad es un resumen de las observaciones realizadas en las Hojas contiguas de Villa Altagracia, Hatillo y Bonao

Son relativamente numerosas las citas bibliográficas de esta unidad aunque la mayoría de ellas se centran en la discusión sobre su origen y modos de emplazamiento más que en descripciones petrográficas y geoquímicas. Bowin (1960,1966) fue el primero en cartografiar este *ridge* peridotítico al que consideró, dentro de su Cinturón Metamórfico Intermedio o *Median Belt*, como un eje que separa unidades con características litológicas y estructurales diferentes. Lewis (1982 b) hizo una revisión de los posibles modos de emplazamiento de los cinturones de peridotitas y otras rocas asociadas de la isla; para el caso de la alineación peridotítica de la Cordillera Central discutió sus características “alpinas” y su posible interpretación como una ofiolita desmembrada. Para Theyer (1983), sin embargo, no hay dudas de que la peridotita de los alrededores de Loma Quemada, en la Hoja de Villa Altagracia, forma un manto ofiolítico alóctono cuya obducción se produjo hacia el Sur a finales del Oligoceno o durante el Mioceno. Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) asociaron la peridotita con las series esencialmente basálticas de las formaciones Peralvillo y Siete Cabezas, de edad Cretácico superior, en un conjunto ofiolítico cuyo emplazamiento se produciría hacia el Norte, sobre rocas de un arco isla, durante el Maastrichtiano. Draper y Lewis (1991) sugieren una interpretación similar a la de Boisseau (1987) aunque en este caso el conjunto ofiolítico se habría formado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas de la Cordillera Central. Por último Draper et al., (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) proponen la asociación ofiolítica peridotita-Complejo Duarte y sugieren el emplazamiento hacia el Norte de la misma durante el Cretácico inferior dando lugar al desarrollo de una importante zona de cizalla en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón). La disparidad entre las diferentes interpretaciones descritas da una idea de la complejidad estructural del *ridge* peridotítico y formaciones adyacentes.

Las variaciones de espesor estructural que presenta longitudinalmente el cinturón peridotítico y el conjunto de formaciones asociadas al mismo, son en buena parte debidas a

la tectónica transcurrente que afectó a todo el ámbito de Española durante el Terciario Superior y que dio lugar a una fuerte fracturación con direcciones predominantes NO-SE a E-O y movimiento senestro (Mann et al., 1991 b). En la vecina Hoja de Villa Altagracia esta fracturación ha dado lugar al desmembramiento del cinturón en dos bandas de dirección NO-SE, ambas limitadas por fallas subverticales, en las que la peridotita presenta una notable reducción mecánica de espesor. De hecho la más meridional de estas bandas, está representada por cuerpos aislados de peridotita, de apenas unos metros de espesor, que afloran esporádicamente y de forma discontinua a lo largo de la falla que forma el límite con la Fm Siete Cabezas. La banda más septentrional consiste en un conjunto arrosariado de cuerpos elongados cartográficamente continuos entre sí y con espesores estructurales que oscilan entre 2km y unos centenares de metros. En este caso la peridotita limita al NE con la Fm Peralvillo Sur. Entre ambas bandas de peridotitas aflora el Complejo Río Verde (Lewis y Draper 1995). El sistema de fallas que se acaba de describir, asociado a los límites del cinturón peridotítico se ha denominado en la literatura con el nombre de Zona de Falla de La Española (Mann et al., 1991 b).

Pese a su complejidad estructural los afloramientos de peridotita son relativamente fáciles de identificar tanto en foto aérea como en paisaje ya que dan relieves alomados en los que destaca la escasa vegetación respecto a la exuberancia de los parajes circundantes. En la Hoja de Villa Altagracia la peridotita se encuentra fuertemente cizallada y serpentizada presentando característicos tonos azulados y blanquecinos. La fábrica es muy compleja y responde a varios episodios superpuestos de cizallamiento, algunos muy recientes relacionados con la tectónica de desgarres fini-terciaria/actual. Esta fuerte tectonización impide la observación de la roca original que, sin embargo, aflora bien más al Norte, ya en las Hojas de Hatillo y Bonao. a lo largo de la alineación peridotítica principal.

Dado su origen mantélico, la edad de la peridotita estaría en función del modelo de emplazamiento que se considere para ella. Sin embargo, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico superior como base o sustrato del Complejo Duarte. Como se ha mencionado anteriormente, la asociación peridotita/Complejo Duarte ha sido propuesta, entre otros autores, por Draper et al. (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997), para los que el cizallamiento dúctil y la retrogradación sin-tectónica descritos anteriormente en la peridotita se pueden relacionar con la obducción hacia el N, durante el Aptiano-Albiano, de un conjunto ofiolítico constituido por la asociación de las dos unidades mencionadas. Los posibles modelos de emplazamiento de la peridotita se

discutirán en detalle en el capítulo de Tectónica. No obstante, cualquier modelo que se considere deberá tener en cuenta el más que posible enraizamiento en profundidad del *ridge* peridotítico que parece sugerir la fuerte anomalía observada en el mapa aeromagnético (CGG, 1997)

Existen escasos análisis geoquímicos de esta unidad (cuatro de harzburgitas y uno de dunitas) que, en cualquier caso y de acuerdo con sus características petrográficas, confirman su clasificación como peridotitas de tipo alpino. Una de las muestras, más serpentinizada que las otras, tiene una composición próxima a las Iherzolitas. Sin embargo, los análisis de la cromita presente en pequeños cuerpos de cromatiitas han dado contenidos en Ti considerablemente más altos que los observados en peridotitas de tipo alpino.

A continuación se describen las características petrológicas de la peridotita.

2.1.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe (1). Peridotitas y peridotitas serpentinizadas. Jurásico superior

Desde el punto de vista litológico esta unidad consiste en metaharzburgitas metalherzolitas y metadunitas con variables, aunque generalmente elevados, grados de serpentización, que incluyen pequeños cuerpos gabroides y ocasionales cortejos de diques doleríticos y dioríticos. Aunque intensamente modificada por la deformación y el metamorfismo posterior, la asociación mineral original está compuesta mayoritariamente por olivino, con pequeñas cantidades modales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y cromita, cuyas cantidades relativas dan lugar a la alternancia de capas duniticas y harzburgíticas. Por lo tanto, el protolito mantélico fue probablemente un cumulado de cristales generado en condiciones relativamente superficiales. Los cuerpos gabroides han sido citados por la mayoría de los autores (Lewis, 1982 b; Boisseau, 1987), y de hecho se han reconocido en las Hojas de Hatillo y Bonaó como pequeños cumulos ígneos relictos. Theyer (1983) cita y cartografía cuerpos gabroides de notables dimensiones adosados al margen interior de la banda peridotítica septentrional de la hoja de Villa Altagracia. Sin embargo, en el presente trabajo (ver Hoja y memoria de Villa Altagracia) estos cuerpos se han asignado, por afinidad litológica, estructural y metamórfica, a diferentes unidades del Complejo Río Verde.

Posteriormente al estadio ígneo, las peridotitas experimentan un metamorfismo retrógrado, acompañado con una intensa deformación dúctil e hidratación, a las condiciones de la facies

de los esquistos verdes. Como consecuencia, los minerales ígneos son casi completamente reemplazados por una agregado de grano medio-fino de minerales fibrosos del grupo de las serpentinitas, y lepidoblastos de mica blanca y clorita. Los piroxenos ígneos y el olivino aparecen como porfiroclastos relictos y en forma de inclusiones dentro de la masa serpentinitica. La foliación principal (Sp) en estas rocas está definida por la orientación plano-paralela de los minerales serpentiniticos, la disposición de los planos basales de las micas y la elongación de venas concordantes rellenas de fibras de serpentinita de grano muy fino y micas. Dicha fábrica presenta a menudo un carácter no-coaxial, evidenciado por la orientación interna de los minerales retrógrados según dos familias de planos oblicuos, que definen una fábrica compuesta S-C. El carácter rotacional de la fábrica Sp está también indicado por la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos y microboudinage asimétrico. La foliación milonítica contiene una lineación de estiramiento, Lp, definida por la elongación uni-dimensional de las sombras de presión y la orientación de las fibras de serpentinita.

2.1.1.2. Complejo Duarte

Las primeras referencias del Complejo Duarte corresponden a Bowin (1960, 1966 y posterior revisión en 1975) quien, dentro de su Cinturón (Metamórfico) Intermedio o *Median Belt*, lo describió como un conjunto de rocas máficas metamórficas de protolito volcánico que con dirección NO-SE se extiende desde la zona de Jarabacoa hasta las inmediaciones de Santo Domingo. Los mejores afloramientos los sitúa a lo largo de la autopista Duarte, de la que toma el nombre. Prácticamente al mismo tiempo, en el área de Jarabacoa-Monción, Palmer (1963 y posterior revisión en 1979) realizó una división del complejo con criterios metamórficos. Ambos autores emplearon el término "Formación Duarte", sin embargo, posteriormente Draper y Lewis (1989) propusieron cambiar el citado término por el de "Complejo Duarte", que se sigue en la presente memoria, atendiendo a la gran variedad de litologías metamórficas que lo constituyen y a las confusas relaciones estratigráfico-estructurales de las mismas. Las tesis doctorales de Mercier de Lepinay (1987) y, sobretodo, de Boisseau (1987), presentan una revisión del estado de conocimientos de esta unidad y sendas reinterpretaciones geodinámicas de la misma a partir de observaciones de campo en el ámbito de las Hojas de Villa Altagracia y Arroyo Caño. Sin embargo, la mejor puesta al día de todos los datos estratigráfico-petrológicos, estructurales y geoquímicos referentes a este complejo son las publicaciones de Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991), en el volumen especial nº 262 de la GSA, así como la de Donnelly et al (1990) que interpreta las

características geoquímicas del mismo dentro del contexto geodinámico del magmatismo caribeño. Entre las publicaciones más recientes que conciernen a esta unidad destacan especialmente las de Montgomery et al. (1994), de gran importancia puesto que supone la única datación (micro)paleontológica realizada en este complejo, al que asigna mediante radiolarios al Jurásico superior; y las de Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutiérrez (1997), que proponen una nueva evolución geodinámica de la isla para el periodo pre-Cretácico superior, aunque a partir de datos estructurales obtenidos principalmente en los Esquistos de Maimón. Por último hay que destacar los trabajos de Lapiere et al. (1997 y en prensa), basados en nuevos análisis geoquímicos y dataciones. Estos autores discuten primero (1997), la supuesta correlación del Complejo Duarte con un *plateau* oceánico derivado de la placa pacífica, para posteriormente (en prensa) proponer que el complejo en realidad consta de un sustrato con afinidad de corteza oceánica “normal” y edad Jurásico superior, sobre el que se implanta un magmatismo, de edad Cretácico Superior afín al observado en *plateaux* oceánicos.

El Complejo Duarte ocupa buena parte de la Hoja de Arroyo Caño aunque su afloramiento está restringido por la presencia de frecuentes intrusiones, que en el sector oriental consisten en cuerpos elongados de tonalitas foliadas, y en el central y occidental, en un conjunto plutónico constituido por tonalitas masivas no foliadas y por una unidad gabro-norítica denominada gabros y gabro-noritas de La Yautía. Hacia el oeste, la extensión del complejo queda delimitada, en las inmediaciones de Rancho Arriba, por el contacto con la Fm. Tireo que en esta zona se resuelve mediante un cabalgamiento dúctil relativamente tumbado y con vergencia al oeste, denominado en la presente memoria “cabalgamiento del Río Yuna”. Más al Norte, ya en la hoja de Bonaó, este cabalgamiento está reactivado o se le superpone una falla de salto aparentemente normal, la “falla de Bonaó” que sirve de límite occidental de la depresión cuaternaria del mismo nombre, a la vez que omite el afloramiento del Complejo Duarte. Hacia el Este, el complejo se extiende, ya en la Hoja de Villa Altigracia, hasta el contacto con la Fm. Siete Cabezas que sistemáticamente coincide con una falla o sistema de fallas subverticales de dirección aproximada NNO-SSE a NO-SE y movimiento sinistral.

Considerando todo el ámbito de la isla La Española, pero atendiendo especialmente diversos estudios de campo realizados en las zonas de Janico-Jarabacoa y Dajabón, Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991) sugieren la división del Complejo Duarte en dos unidades principales: el “Complejo Duarte Inferior”, generalmente en facies de los esquistos

verdes, que consiste en picritas (metapicritas), ankaramitas (metaankaramitas), basaltos (metabasaltos), metacherts, metatuffs y micaesquistos cuarcíticos; y el “Complejo Duarte Superior”, en facies de los subesquistos verdes, formado en la base por un conjunto de metagabros y un enjambre de diques metadiabásicos, que gradúa hacia los niveles altos a una potente secuencia de pizarras y cherts, con intercalaciones metabasálticas, seguido a techo por rocas cuarzo-feldespáticas (metavulcanitas) y esquistos cuarzo-sericíticos. Esta es una división que sigue esencialmente los mismos criterios metamórficos de Palmer (1963), y es más deducida que real puesto que los contactos entre las dos unidades principales o entre los conjuntos litológicos definidos dentro de ellas o no son visibles o están fallados. Además de estas dos unidades, los mismos autores constatan la presencia de facies anfibolíticas en las proximidades de algunas intrusiones de granitoides (tonalitas foliadas) con las que desarrollan complejas zonas de contacto.

La mayoría de las rocas del Complejo Duarte y, sobre todo, aquellas que pertenecen al Complejo Inferior, presentan una fábrica interna bien desarrollada que, como se verá en el capítulo de tectónica, suele corresponder a una esquistosidad de cizalla. Esta circunstancia y la propia transformación de las rocas derivada del metamorfismo, además de otros factores como la ausencia de niveles de referencia y el sistemático carácter mecanizado de la mayoría de los contactos impide hacer estimaciones fiables de los espesores de este complejo. No obstante los autores anteriormente citados sugieren valores aproximados de 3-4 km para el espesor (estructural) del complejo superior y por encima de los 10 km para el inferior. Los cortes geológicos realizados en las Hojas de Arroyo Caño y Villa Altagracia dan un valor de espesor estructural de 10 a 15km., tan sólo para el Complejo Inferior.

Bowin (1975) y Palmer (1979), a partir de sus observaciones petrológicas y estructurales y con escasos datos geoquímicos, fueron los primeros en hacer una interpretación paleogeográfica del Complejo Duarte al que identificaron como un fragmento de corteza, posteriormente metamorfizado en condiciones de la facies de los esquistos verdes a la anfibolítica. Una idea alternativa fue la sugerida inicialmente por Lewis (1982b) y Draper y Lewis (1982) para los que la presencia de intrusiones tonalíticas dentro del Complejo Duarte, y la posible asociación de éste con las andesitas de la Fm. Tireo se podría asimilar a un contexto de arco isla en estado primario. Para discernir entre estas alternativas, los propios Draper y Lewis (1982 y 1989) y más tarde Donnelly et al. (1990), Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991) llevaron a cabo diversos estudios geoquímicos de roca total y de elementos traza según los cuales el Complejo Duarte muestra un quimismo enriquecido

respecto a los basaltos de fondo oceánico (E-MORB), comparable al que muestran las mesetas oceánicas (*plateaux*) o las montañas submarinas (*seamounts*). Esta interpretación, también asumida por Lapierre et al. (1997), es consistente con el gran espesor regional que presenta este complejo y asocia el origen de las metabasitas con procesos magmáticos desarrollados en el seno de la litosfera oceánica a partir una pluma mantélica localizada sobre un punto caliente. Por correlación con otros elementos similares de la región caribeña y, atendiendo a la evolución geodinámica de ésta, Lapierre et al. (1997) y Kerr et al. (1997) sitúan el mencionado punto caliente en algún lugar del sector más oriental de la placa del Pacífico, sugiriendo su posible identificación con el de Las Galápagos. Es decir, según esta idea, las rocas del Complejo Duarte serían restos de la placa “proto-caribeña” generada, posiblemente en el intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior, sobre un punto caliente de “tipo Galápagos”.

La edad del Complejo Duarte está definida con no demasiada fiabilidad. Por una parte, Bowin (1966) realiza una datación de 127 Ma, por el método K/Ar, en un *stock* de hornblendita indeformada que intruye o está incluido en un cuerpo mayor de tonalitas foliadas. Kesler et al. (1977 b, en Draper y Lewis, 1991) citan una edad de 123 Ma para una muestra de anfibolita del Complejo Duarte localizada al Oeste de Santiago Rodríguez, al norte del país. Asimismo, las dataciones absolutas realizadas por Kesler et al. (1991c) para el conjunto de las intrusiones tonalíticas no discrepan del todo con una edad Cretácico inferior o más antigua del complejo ya que la edad sugerida por estos autores para las tonalitas foliadas (se supone que las intrusiones tonalíticas más antiguas) es pre-87 Ma. Quizá más fiable que las anteriores, sea la ya mencionada datación de Montgomery et al. (1994) que asigna al Jurásico superior, mediante fauna de radiolarios, una serie atribuida a este complejo, próxima a la localidad de Janico, constituida por términos volcánicos, calizas y niveles de chert. Todas estas dataciones indican que el Complejo Duarte es, posiblemente, el conjunto litológico de edad más antigua aflorante no sólo en el ámbito geográfico del presente trabajo, sino en todo el conjunto de Isla La Española. Las relaciones estratigráficas con unidades o formaciones adyacentes apuntan en la misma dirección. Entre éstas hay que destacar, por ejemplo, su sistemática asociación con la peridotita de Loma Caribe; o también el hecho de que la deformación y el metamorfismo del Complejo Duarte estén inequívocamente fosilizados por las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo, las dos atribuidas al Cretácico superior y la primera de ellas con dataciones del Cenomaniano; asimismo y pese a que su relación estratigráfica es desconocida, la edad Cretácico inferior de la Fm Los Ranchos, una de las primeras formaciones volcánicas de tipo arco isla que

aparecen en La Española, con escasa deformación y sin apenas metamorfismo, sugiere que el Complejo Duarte es de esta misma edad o más antiguo. Por último, en lo relativo a edades, queda hacer mención al reciente trabajo de Lapierre et al. (1999). Estos autores, han datado, en las proximidades de la Hoja de Arroyo Caño, una picrita y una anfibolita como Cretácico superior (86.1 y 86.7 Ma, respectivamente, método Ar/Ar), circunstancia que les lleva a considerar, dentro del mismo Complejo Duarte, la existencia de un magmatismo tardío, afín al que constituye el plateau oceánico del Caribe, y un metamorfismo asociado, en facies anfibolítica, sobreimpuestos a una corteza oceánica “normal” de edad Jurásico superior que representaría fragmentos de la primitiva “proto”-placa caribeña

En el ámbito de la Hoja de Arroyo Caño sólo se han diferenciado dos unidades con rango cartográfico dentro del Complejo Duarte, ambas asimilables al Complejo Duarte Inferior descrito anteriormente. La primera de ellas, forma el cuerpo fundamental del complejo a escala regional y consiste en un conjunto de esquistos máficos en facies de los esquistos verdes, con locales intercalaciones de metadiabasas; la segunda, consiste en bandas de esquistos anfibólicos y anfibolitas con hornblenda asociados al contacto intrusivo de las tonalitas foliadas. En ambos casos, los mejores afloramientos, aunque siempre con un alto grado de alteración, se localizan a lo largo de la autopista Duarte y de la carretera a Rancho Arriba y caminos adyacentes. También hay buenos afloramientos del Complejo Duarte en el cauce del río Nizao cerca de Los Quemados, y en alrededores de La Placeta del Yuna. Las transformaciones del Complejo Duarte asociadas al cabalgamiento del río Yuna se ven bien a lo largo del cauce de este río, aguas abajo del El Torito y serán tratadas aparte en el capítulo dedicado a la Tectónica. A continuación se describen, por separado, los dos conjuntos litológicos mencionados.

2.1.1.2.1. Complejo Duarte (2). Esquistos máficos (facies de los esquistos y subesquistos verdes) y, localmente, metadiabasas. Jurásico superior

Este conjunto litológico es el constituyente mayoritario del Complejo Duarte en la Hoja siempre y cuando se trate de zonas que estén relativamente alejadas de las intrusiones de tonalitas foliadas. Litológicamente, se trata de un conjunto de esquistos albitico-cloríticos, esquistos albitico-epidótico-actinolíticos y anfibolitas epidóticas con actinolita-hornblenda que, en general, presentan una fuerte deformación dúctil acompañada por un metamorfismo de tipo sincinemático. Todas ellas se caracterizan por presentar macroscópicamente tonos verdes más o menos oscuros, grano fino a medio y una penetrativa fábrica planar (Sp) o,

más raramente, plano-linear (Sp-Lp), que generalmente presenta una dirección NNO-SSE a NO-SE y un acusado buzamiento al E o NE. La Sp está definida por la orientación planar de cloritas y el aplastamiento de lentejones milimétricos de tonos claros cuarzo-plagioclásicos. La Lp, cuando está presente, está definida por la orientación unidimensional preferente de prismas de anfíboles verdes de tamaños milimétricos.

Las texturas ígneas están localmente preservadas, especialmente en las rocas menos deformadas y metamorfizadas, en las que se observan metapicritas y metaankaramitas con vesículas aplastadas, texturas porfídicas y cumulos. Las picritas presentan microfenocristales de olivino y clinopiroxeno, frecuentemente como pseudomorfos, inmersos en una matriz recrystalizada de principalmente clorita de grano muy fino. El clinopiroxeno está frecuentemente reemplazado por actinolita incolora u hornblenda verde pálida. Las ankaramitas presentan texturas porfídicas definidas por fenocristales milimétricos de clinopiroxeno, en buena parte reemplazados pseudomórficamente por actinolita.

En los esquistos máficos se observan a la microescala texturas nematoblásticas y granolepidoblásticas, en ocasiones microbandeadas. La Sp está definida por bandas de lepidoblastos de clorita, la elongación de albitas con sombras de presión rellenas de clorita y calcita, el alargamiento de agregados de epidota y el alineamiento de la actinolita y de las placas de opacos. El microbandeado, cuando está presente, está formado por una alternancia de niveles ricos en hornblenda-actinolita y capas ricas en plagioclasa y epidota. La asociación mineral indicativa del pico térmico del metamorfismo en estas rocas está formada por actinolita, hornblenda verde-azulada, clorita, albita, esfena, epidota, cuarzo, mica blanca y calcita, siendo indicativa de condiciones de la facies de los esquistos verdes. Como minerales accesorios aparecen ilmenita, magnetita, zircón y opacos. Como minerales retrógrados secundarios se observan clorita rica en Fe, sericita, feldespato-K, minerales arcillosos y óxidos Fe-Ti.

La deformación dúctil causante de la fábrica principal Sp en los esquistos máficos, presenta un carácter no-coaxial. Dicho carácter se deduce a partir de la existencia, en las rocas más deformadas, de fábricas compuestas por dos familias de planos S y C (Passchier y Trouw, 1996)- en los que son texturalmente estables el anfíbol, la epidota y la plagioclasa. Dicho carácter no-coaxial de la deformación se evidencia también a partir de la presencia de venas de extensión rellenas de calcita+cuarzo, cizalladas y *aboudinadas* de forma asimétrica, paralelamente a la lineación de estiramiento Lp, así como por la existencia de una fábrica

oblicua interna en agregados policristalinos de cuarzo (*ribbons*). La asimetría de estas fábricas internas en el cuarzo, de las microestructuras S-C y de las sombras de presión en torno a porfiroclastos, suele indicar un sentido de cizallamiento de techo hacia el NE. Hacia el SO, es decir, descendiendo en la secuencia tectonometamórfica, las microestructuras se caracterizan, en cambio, por una débil deformación intracristalina o un importante *annealing* relacionado con una mayor temperatura durante el pico térmico en estos niveles estructurales. Sin embargo, en estas rocas se observa una marcada elongación de los *ribbons* de cuarzo recristalizados y la orientación preferente asimétrica de los nematoblastos de anfíbol.

Las fábricas miloníticas indicativas de un cizallamiento de techo hacia el NE, también están presentes en la parte del Complejo Duarte aflorante en la vecina Hoja de Villa Altagracia. Por lo tanto, la distribución regional de estas fábricas sugiere que fueron generadas durante una etapa de cizallamiento dúctil de gran escala dirigido hacia el NE, en condiciones metamórficas propias de la facies de los esquistos verdes en estos niveles estructurales del complejo. La interpretación estructural y geodinámica de este conjunto de fábricas no-coaxiales se discute ampliamente en el capítulo de Tectónica.

Las metadiabasas forman una litología subordinada que se ha observado esporádicamente intercalada en los esquistos máficos a lo largo de la autopista Duarte y en otros puntos aislados. Con un tamaño de grano fino a medio, están formadas por fenocristales de plagioclasa, en una proporción modal de aproximadamente un 30%, intercrecidos con clinopiroxeno. La alteración secundaria en estas rocas da lugar a un reemplazamiento del clinopiroxeno por serpentina, clorita magnésiana y minerales arcillosos, y de la plagioclasa por sericita y caolinita, además de una abundante exolución de óxidos de Fe-Ti. La deformación de estas rocas es menor y su fábrica interna menos acusada que la de los esquistos máficos, lo que se puede explicar como un efecto de contraste reológico con el encajante; su afloramiento se suele dar en bloques o *boudins* de escasa extensión aislados y envueltos por la Sp desarrollada en los esquistos máficos.

En las inmediaciones de la localidad de Pino Herrado se ha comprobado, en afloramientos puntuales sin entidad cartográfica, la presencia de esquistos pelíticos y micaesquistos de tonos marrón claro y característico aspecto satinado, que ya fueron citados por Boisseau (1987). Sin embargo, no se ha podido constatar, ni de visu ni en lámina delgada, el contenido en distena observado por este autor.

Aparte de las litologías mencionadas, en el conjunto de esquistos máficos del Complejo Duarte también se han observado pequeñas intrusiones aisladas de granodioritas así como esporádicos diques aplíticos, ambos sin deformación ni metamorfismo los cuales posiblemente deriven del mismo magmatismo tardío que generó las tonalitas no foliadas.

2.1.1.2.2. Complejo Duarte (3). Anfibolitas hornbléndicas (y esquistos anfibólicos) asociadas al contacto con las intrusiones de tonalitas foliadas. Jurásico superior

Este conjunto litológico de mayor grado metamórfico, constituido por esquistos anfibólicos y anfibolitas con hornblenda, se suele disponer cartográficamente a lo largo de bandas asociadas al contacto intrusivo de los cuerpos de tonalitas foliadas. Esta geometría cartográfica, a modo de aureola térmica, podría sugerir que el mayor grado metamórfico de estas rocas es consecuencia de un metamorfismo de contacto, el cual sería el responsable de la formación de las texturas corneánicas observadas a la meso y microescala. Sin embargo, la presencia en estas rocas de mayor grado, de una penetrativa fábrica plano-linear singenética previa, indica la existencia en el Complejo Duarte de un gradiente metamórfico simultáneo, y posiblemente anterior, esto es, de carácter regional, a las intrusiones.

A escala de afloramiento, las anfibolitas presentan en general un aspecto más masivo y con tonos más oscuros que el de los esquistos máficos. No obstante, la fábrica planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) está bien definida por un bandeo milimétrico de capas verdes oscuras ricas en anfíbol, alternantes con lentejones claros muy aplastados ricos en plagioclasa y cuarzo. Contribuyen a su definición la disposición paralela de las láminas micáceas, las plagioclasas y los prismas de anfíbol. La lineación mineral contenida en el plano de foliación Sp, está definida por la orientación de los nematoblastos de anfíbol y el alineamiento de las colas de recristalización en torno a porfiroclastos. Aunque difíciles de acceso y con mala calidad de afloramiento, la toma sistemática de datos en las zonas de contacto con las tonalitas foliadas revela el paralelismo entre la fábrica de las anfibolitas y el contorno de estos cuerpos elongados. Esta circunstancia se ha comprobado no sólo en los márgenes alargados de estas intrusiones sino también en alguno de sus cierres, como en el caso de la terminación SE de la intrusión de La Privada, al Este de Los Ganchos. Como norma, el buzamiento de la fábrica Sp en las anfibolitas suele ser elevado, superior a los 60°, así como el ángulo de inmersión de la lineación que suele estar por encima de los 50°. Conviene precisar que el límite exterior de las anfibolitas no es un límite neto sino que esta

litología va desapareciendo progresivamente, aunque en algunos casos con cierta brusquedad, a medida que uno se aleja del contacto con las tonalitas. Por esta razón en el mapa geológico se ha optado por utilizar para esta unidad una representación de tramas en lugar de un contacto que sería más ficticio que real.

A la microescala se observa una gran variedad de texturas, que reflejan tanto la variable deformación interna de estas rocas, como la intensidad y tipo de blastesis metamórfica. Las rocas de menor grado presentan un grano fino y texturas nematoblasticas y grano-lepidoblásticas microbandeadas, y las de mayor grado texturas granoblásticas, nematoblásticas y granonematoblásticas bandeadas. Las rocas más deformadas se caracterizan por el desarrollo de texturas miloníticas y blastomiloníticas, sobre las que se destacan porfiroclastos rotados. Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron una importante recrystalización, que da lugar a la formación de texturas granoblásticas poligonales y de agregados de anfíboles sin una orientación cristalográfica preferente. No obstante, aunque las anfibolitas han recrystalizado extensivamente formando un agregado nematoblástico de grano fino, se preserva aún la elongación paralela a la foliación Sp de buena parte de los minerales. Esta relación de superposición de anfíboles post sobre sincinemáticos, es visible a escala de afloramiento, de tal forma que en algunos puntos parece existir una relativa gradación entre unos y otros lo que sugiere una historia intrusiva continuada en relación con la deformación regional.

Desde un punto de vista petrográfico, las rocas de esta unidad pueden ser clasificadas en tres tipos: anfibolitas hornbléndicas, anfibolitas epidóticas y esquistos anfibólicos. Las asociaciones minerales sin-pico térmico observadas en cada tipo son, respectivamente: hornblenda, plagioclasa, cuarzo y esfena; hornblenda, plagioclasa (albita), epidota y esfena; y hornblenda, actinolita, clorita, albita, epidota, esfena y cuarzo. Como minerales accesorios aparecen en todas ellas ilmenita, magnetita, zircón y opacos, y como retrógrados secundarios se observa clorita rica en Fe, mica blanca, sericita, feldespato-K, minerales arcillosos y óxidos Fe-Ti. La aparición de relictos de plagioclasas zonadas en forma de porfiroclastos y de clinopiroxeno en el núcleo de escasos nematoblastos de hornblenda, sugiere que estas rocas se formaron, principalmente, a partir de la hidratación y metamorfismo de rocas básicas.

Las anfibolitas hornbléndicas se caracterizan por una asociación sin-Sp compuesta por hornblenda y plagioclasa, típica de la facies anfibolítica, que a menudo permanece

preservada en el interior de lentejones alargados más competentes, rodeados por rocas de menor grado muy deformadas. La foliación en estos lentejones es subparalela a la esquistosidad Sp de las rocas más deformadas que los rodean, en el afloramiento. La composición de la plagioclasa oscila entre labradorita y andesina, y los anfíboles son de composición pargasítica a tschermarquítica.

Los esquistos anfibólicos se caracterizan por la coexistencia de actinolita y clorita. En estas rocas, tanto la foliación Sp como la lineación Lp, están definidas por el alineamiento de la actinolita y las láminas de clorita. La coexistencia de actinolita con albita, epidota y clorita, indica condiciones metamórficas propias de la parte de mayor temperatura de la facies de los esquistos verdes. Estos esquistos suelen caracterizar las bandas anastomosadas más deformadas que rodean lentejones de metabasitas de mayor grado, lo que indica una formación controlada por la deformación a partir de la hidratación retrógrada de las anfibolitas.

Las anfibolitas epidóticas se caracterizan por una asociación mineral compuesta por hornblenda, plagioclasa (o albita) y epidota, diagnóstica de la parte de menor presión de la facies de las anfibolitas epidóticas. Estas rocas son las predominantes en el sector del Complejo Duarte, situado entre el Alto de los Mogotes y la Loma El Alto De Guazaro. La plagioclasa suele estar parcial o totalmente reemplazada a un agregado de epidota, albita y cuarzo, microcristalino, que da lugar a su opacidad óptica.

El carácter retrógrado de la deformación también se deduce en las rocas más deformadas, a partir de la superposición subparalela sobre las fábricas de mayor grado de otras de menor grado. En estas rocas más deformadas el agregado mineral define corrientemente una fábrica milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984), en la que la estabilidad de la hornblenda y la plagioclasa en las superficies S y C indica un cizallamiento dúctil inicialmente en condiciones de la facies anfibolítica. La retrogradación a la facies de los esquistos verdes, está registrada en el microboudinage de la hornblenda, que experimenta una parcial recristalización, el relleno de los *pull-aparts* de actinolita y clorita, abiertos a alto ángulo respecto a la Lp, y con la formación de venas y grietas de extensión, variablemente rotadas y paralelizadas con la Sp, rellenas de clorita, epidota, albita, cuarzo y feldespato-K.

En un estadio avanzado de su evolución, la fábrica Sp aparece modificada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (ECC, Platt y Vissers, 1980),

que pliega a las micas y ondula a los anfíboles. Asociadamente a los planos C se observa la inestabilidad de la hornblenda, la formación de pequeños lepidoblastos paralelos de clorita y sericita, y la acumulación de óxidos de Fe-Ti, indicando un estadio del cizallamiento en condiciones de estabilidad de la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes.

Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron la superposición de una blastesis térmica de contacto, que da lugar a una modificación textural y mineral de las rocas. Las texturas formadas en el agregado mineral son de tipo principalmente granoblásticas y nematoblásticas de grano fino, con una pérdida general en la definición de la esquistosidad, aunque ésta es aún reconocible a partir de la elongación paralela a la Sp de los granos. Durante la recristalización se forman también poiquiloblastos de anfíbol, ricos en inclusiones de ilmenita y opacos, que engloban a la hornblenda-actinolita de la matriz y, en ocasiones, están acompañados por una pseudocorona de biotita. La exolución de óxidos de Fe-Ti que acompaña a la formación de los nuevos anfíboles, sugiere su estabilidad a condiciones de menor presión. En las zonas más próximas al contacto intrusivo, las asociaciones minerales están constituidas por hornblenda, plagioclasa, esfena e ilmenita, por lo que llegan a alcanzar las condiciones de menor temperatura de la facies de las anfibolitas de baja-P, dada la ausencia de epidota.

2.1.2. Cretácico

2.1.2.1. Formación Siete Cabezas

La formación Siete Cabezas es un conjunto eminentemente basáltico, con intercalaciones esporádicas de niveles volcanoclásticos y cherts, que con una dirección NO-SE subparalela a la de la cadena y una anchura de afloramiento entre 1 y 10km discurre desde las inmediaciones de Piedras Blancas hasta las cercanías de la capital. Pese a ser una formación con una extensión considerable dentro de la cadena, son escasas las referencias publicadas sobre ella, a lo que sin duda contribuye su notable monotonía litológica, su elevado grado de alteración y los fuertes relieves que genera, normalmente cubiertos de una vegetación frondosa, que la hacen de difícil acceso. Después de las referencias iniciales de Koschmann y Gordon (1950), que la definieron como "*upper sedimentary tuff*", Bowin (1960 y 1966) fue el primero en realizar una cartografía de la misma en su contexto regional y en caracterizar sus principales litologías. Posteriormente y salvo citas aisladas o trabajos

inéditos de investigación minera (Falconbridge Dominicana com. pers.), sólo Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) se han ocupado, en sus respectivas tesis doctorales, de la formación Siete Cabezas, a la que coinciden en interpretar como integrante de su “conjunto ofiolítico”, constituido por esta formación, la formación Peralvillo original de Bowin(1960,1966) y la peridotita de Loma Caribe.

Regionalmente, la formación Siete Cabezas limita al Oeste con el Complejo Duarte y al Este con la peridotita y el Complejo Río Verde, este último representado en la Hoja de Villa Altagracia. En ambos casos los límites coinciden con fallas o sistemas de fallas de tipo frágil, de dirección NO-SE a ONO-ESE y aparente movimiento sinistral, relacionadas con la tectónica transcurrente que afectó a la isla desde el Mioceno superior hasta la actualidad. La mecanización de los contactos con las formaciones adyacentes impide reconocer el carácter original de los mismos. No obstante, Bowin (1966) se basó en la presencia de unos *sills* en el Complejo Duarte al Este de Madrigal, que él interpretó de la Fm. Siete Cabezas, para sugerir una relación discordante entre estas dos formaciones. En este sentido, un afloramiento recientemente abierto en la autopista Duarte, próximo al primer desvío a la localidad de Villa Altagracia, muestra similares relaciones de corte entre estas dos formaciones. En este caso varios diques subverticales de material basáltico indeformado, del orden de un metro de espesor, atraviesan los esquistos máficos de la Fm. Duarte. Los diques están al lado y en continuidad con el cuerpo principal de basaltos y tobas cineríticas que en este punto caracteriza la Fm. Siete Cabezas y al que parecen alimentar, por lo que su asignación a esta unidad parece indudable. Estas observaciones y el hecho de que sus litologías no presenten ninguna deformación interna en claro contraste con las unidades adyacentes, contribuyen a que la Fm. Siete Cabezas se considere como originalmente discordante sobre, al menos, el Complejo Duarte y posiblemente también sobre el Complejo Río Verde.

Otro argumento a favor de que la Fm Siete Cabezas se depositó de forma discordante sobre al menos una parte de las unidades metamórficas adyacentes, es su edad, bien determinada como Cretácico superior. En efecto, dos dataciones paleontológicas realizadas conjuntamente en los trabajos de Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987), mediante fauna de radiolarios encontrada en niveles de chert, dan edades del Cenomaniano al Turoniano inferior, una de ellas y del Senoniano inferior, probablemente Coniaciano, la otra. Entre las dataciones radiométricas, la realizada por Bellon et al. (1985, método K/Ar en roca total) en un intrusivo asociado a esta unidad (Boisseau, 1987) dio una edad de $92,2 \pm 4,6$ Ma.

Más recientemente la determinación de Sinton et al. (1998, método 40Ar/39Ar) ha sido de 67 Ma. Todo este compendio de edades permite atribuir la formación Siete Cabezas al Cretácico superior en sentido amplio.

Es preciso indicar que en la cartografía de la Hoja 1:100.000 de San Cristóbal (SGN inédito), los términos volcanoclásticos de la Fm Siete Cabezas original de Bowin (1966) han sido separados de ésta y asignados a la Fm Tireo, lo cual se basa en las similitudes de ciertas litologías y en la equivalencia de las edades de ambas formaciones. Sin embargo, las formaciones, Siete Cabezas y Tireo, tal y como fueron inicialmente cartografiadas por Bowin (1966) están separadas por el Complejo Duarte, ya descrito en párrafos precedentes, con el que mantienen claros contactos por falla o sistemas de fallas. Además, en opinión de los autores del presente trabajo, las litofacies de los términos volcanoclásticos de las dos formaciones mencionadas son, en detalle, completamente diferentes, indicando procedencias distintas.

Los análisis geoquímicos en el ámbito de las hojas de Villa Altagracia y Bonao son escasos debido a los anteriormente mencionados problemas de accesos y alteraciones por meteorización o silicificación. La práctica totalidad de los análisis existentes proceden de sectores más al sur correspondientes a la Hoja contigua de los Alcarrizos los cuales se han recopilado y discutido en el apartado 2.2.3. Según estos análisis, los basaltos de Siete Cabezas no son basaltos de arco volcánico ni basaltos de arco isla enriquecidos, ni tampoco tienen las características típicas de los basaltos de tipo MORB. Las composiciones de los elementos HFS son más bajas que las que caracterizan los tipos N-MORB, mientras que las tierras raras muestran una pauta plana y no con una ligera deflacción como la de estos últimos. Por otra parte, las relaciones Nb/Y, La/Y, Zr/Y, Zr/Nb Y Ti/Y son muy similares a las de los basaltos de Colombia, circunstancia que sugiere su posible relación con los procesos de creación de corteza oceánica en el Caribe a partir del ascenso de plumas astenosféricas (Kerr et al., 1996 y 1997). Estos procesos tienen una edad en torno a los 89 Ma, compatible con la de la Fm Siete Cabezas.

Desde el punto de vista litológico, el tipo dominante de la Fm. Siete Cabezas consiste en lavas basálticas afaníticas de tonos verde a gris oscuro que, junto con proporciones variables de intrusiones diabásicas, forman el cuerpo fundamental de la formación en toda su extensión. No obstante en los sectores más meridionales, no representados en la Hoja de Arroyo Caño, se da una mezcla litológica más compleja de lavas afaníticas, *pillow* lavas,

tobas vítricas y brechas de origen primario (hialoclastitas). Intercalado en este último conjunto se ha reconocido una banda de unos 0.6km de anchura caracterizada por rocas volcanoclásticas de origen posiblemente epiclástico y cherts que aflora desde las inmediaciones de Villa Altagracia hasta unos 5km al norte de Santo Domingo. La descripción de este conjunto volcanoclástico se puede consultar en la memoria de la Hoja de Villa Altagracia

Aunque las rocas volcánicas afaníticas son el tipo dominante, el conjunto de rocas volcánicas de la Fm. Siete Cabezas exhibe una amplia variedad de tipos texturales, con cambios laterales entre unos y otros, que generalmente sólo se pueden reconocer en lámina delgada. En muestras de mano la mayoría de las variedades litológicas de la Fm Siete Cabezas tienen el mismo aspecto. Sin embargo, al microscopio se puede ver que las texturas vítreas a holocristalinas pueden ser tanto lavas en sentido estricto como diversos tipos de rocas epiclásticas y hialoclastitas. A continuación se describen los principales tipos litológicos que caracterizan la formación en la Hoja de Arroyo Caño. La descripción se complementa con observaciones realizadas en la Hoja de Villa Altagracia donde los afloramientos son de más fácil acceso.

2.1.2.1.1. Formación Siete Cabezas (5). Basaltos afaníticos masivos y diabasas con esporádicos niveles volcanoclásticos y cherts. Cretácico superior

Esta unidad consiste esencialmente en lavas basálticas afaníticas, de carácter masivo aunque también se reconocen, localmente, *pillow-lavas*, que generalmente contienen algunos microfenocristales de clinopiroxeno. Estos ocurren como cristales euhedrales a anhedrales que con frecuencia se agrupan formando texturas micro-glomeroporfídicas. El porcentaje de micro-fenocristales de clinopiroxeno parece depender del grado de cristalinidad de la roca. La matriz es de grano muy fino y sus texturas varían desde holovítreas a vitroporfídicas y holocristalinas. Algunas lavas muestran textura intersectorial. En las lavas holovítreas y vitroporfídicas la matriz es de color marrón y frecuentemente esferulítica. Las fracturas de tipo perlítico son típicas en lavas holovítreas. En los tipos holocristalinos las texturas variolíticas son comunes. Estas varían desde incipientes crecimientos radiales de cristales fibrosos de plagioclasa y piroxeno a cuerpos radiales de grano fino bien definidos que consisten en el intercrecimiento de cristales de plagioclasa y prismas de piroxeno. Algunos tienen vidrio intersticial.

Las diabasas corresponden a tipos holocristalinos de grano medio. Tienen texturas ofíticas e intergranulares siendo sus principales componentes plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro. Estas rocas se distribuyen aparentemente de una forma regular por toda la formación en asociación con los términos lávicos y se interpretan bien como centros de los flujos de lavas, o como *sills* intruyendo en éstos.

Conviene precisar que, a tenor de la escasa variedad en la composición geoquímica de las rocas de la Fm. Siete Cabezas, las diferencias texturales que se acaban de describir corresponden a los procesos de enfriamiento propios de estas rocas más que a marcadas variaciones composicionales de los magmas de origen.

Bowin (1966) describió en varias localidades dentro de esta formación niveles masivos de cherts hematíticos rojos que, sin embargo no se han visto in situ en los reconocimientos de campo llevados a cabo en el presente trabajo. Solamente se han reconocido rocas similares como bloques sueltos a lo largo de algunos arroyos. El origen de estos cherts es aún desconocido aunque pudieran corresponder a flujos masivos.

Los términos volcanoclásticos correspondientes a tobas cineríticas bien estratificadas sólo se han reconocido, con cierta extensión de afloramiento, en los sectores próximos a la localidad de Villa Altagracia. Las características de estas rocas se pueden consultar en la memoria de esta Hoja. Además, en la misma Hoja, se han observado afloramientos puntuales de rocas volcanoclásticas de tamaño lapilli muy alteradas, cuya continuidad lateral no se ha podido determinar. Afloramientos similares se han observado al norte de Santo Domingo donde términos masivos de brechas y lapillis constituyen una de las principales litologías de la formación. Estas parecen ser predominantemente multilíticas con un tamaño de grano entre 2/3cm a 1/2mm. En estos sectores también se han reconocido brechas vítreas monolíticas que se interpretan como hialoclastitas formadas en un proceso de fragmentación por enfriamiento conforme el magma entraba en contacto con el agua o bien como un producto de erupciones freatomagmáticas. Estas brechas y las lavas asociadas son facies proximales relacionadas con centros de emisión cercanos. Contrariamente, las brechas multilíticas de grano fino, las tobas-lapilli, tobas cineríticas y cherts deben corresponder a las facies más distales.

Por último queda citar la aparición, también en el sector meridional de la Hoja de Villa Altagracia, de unos diques de rocas máficas ricas en anfíboles, que nunca antes habían sido

citados en esta formación. La textura de estas rocas es holocristalina inequigranular y subidiomorfa de grano fino y su composición consiste en plagioclasas, como mineral dominante, algún piroxeno, y anfíboles. Estos últimos se presentan en agujas muy ideomorfas que parecen indicar un crecimiento rápido en los últimos estadios de la cristalización ígnea. La relación de estos diques con el encajante es desconocida.

2.1.2.2. Formación Tireo

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en las Hojas que integran el presente Proyecto. Concretamente aflora en siete de ellas, ocupando la práctica totalidad de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, y de modo parcial las de Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Bonao, San José de Ocoa y la presente de Arroyo Caño. Litológicamente está constituida por rocas volcanoclásticas con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias, existiendo además numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales. Esta formación se distribuye en una franja de unos 290 Km de longitud por 35 km de anchura que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose hacia el NO, fuera de la zona de estudio, por el área de Restauración hasta enlazar con las series del *Terrier Rouge* y series de la Mina en el Macizo del Norte en Haití. A escala regional, el límite norte queda definido por la falla de Bonao-La Guáraca y el sur, por la falla San José-Restauración. Por el SE, la formación se extiende hasta las proximidades de Baní (zona de El Recodo).

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1960, 1966), aunque posteriormente han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980), Lewis et al. (1991) y por JICA/MMJA (1985). Estos últimos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis et al. (1991) elevan la unidad al rango de Grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior. A este respecto conviene aclarar que, si bien considerando las variaciones en la litología y en el quimismo de las rocas que componen esta unidad parece más correcto denominarla con el término Grupo, en el presente trabajo se ha preferido mantener la acepción tradicional de Formación Tireo por ser un término ya muy aceptado, pero sin darle un carácter formal a la misma y sabiendo que incluye diversos términos que por si solos podrían corresponder a formaciones.

Tabla 2.1.1

- Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos rojizos y grises (8)

De todas estas unidades cartográficas las únicas que permiten precisiones estratigráficas son algunos niveles de calizas, los cuales han sido datados como Campaniano-Maastrichtiano. Del resto, pocas precisiones estratigráficas se pueden hacer salvo su posición relativa en la serie y de ahí la imposibilidad de aplicar la división mencionada. No obstante, de forma tentativa se puede considerar que las escamas que caracterizan la parte frontal de la formación en las Hojas contiguas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa están constituidas, prácticamente en su integridad, por la parte alta de la formación (o Tireo superior en sentido amplio). Sin embargo la escama más oriental, la que forma la totalidad del afloramiento de esta formación en la presente Hoja , sector NE de Sabana Quéliz y se prolonga hacia el Norte en las de Bonao y Constanza, debe estar constituida en su parte inferior por niveles estratigráficos correlacionables con el Tireo Inferior, mientras que en la parte superior la presencia de varias barras de calizas ya datadas por Bowin (1960, 1966) y Boisseau (1987) como Campaniano-Maastrichtiano permitiría su correlación con el Tireo superior.

Se desconoce cuál es el muro de la formación Tireo. Su distribución cartográfica regional permite estimar que, al menos en parte, la formación se depositó sobre el Complejo Duarte. De hecho hay trabajos, como el mapa geológico de la isla a escala 1:250.000 realizado por El Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Alemania) que consideran al Complejo Duarte como un miembro inferior metamorfozado de la formación Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo. La supuesta posición discordante de la formación Tireo sobre el Complejo Duarte sería equivalente a la observada en la formación Siete Cabezas en sectores mas orientales (ver Hoja 1:50.000 de Villa Altagracia). La correlación de estas dos formaciones de edades similares es objeto de controversia: si bien por un lado las afinidades geoquímicas generales de ambas formaciones parecen contrapuestas por cuanto la Fm. Tireo representa un volcanismo calcoalcalino de arco de islas y la Fm. Siete Cabezas tiene afinidades con los basaltos generados en *plateaux* oceánicos, por otro, los análisis geoquímicos (ver capítulo 2.2) muestran determinadas pautas que permiten la correlación lateral de ambas formaciones. En este sentido parece que los términos volcanoclásticos reconocidos en la Fm. Siete Cabezas pueden ser facies proximales de los mismos términos de la Fm. Tireo y que, en conjunto, el volcanismo de Siete Cabezas podría representar la fuente del volcanismo de la Fm Tireo.

En cuanto al techo, aunque casi siempre es de naturaleza tectónica, hay un sector de las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas en el que es posible observar la disposición discordante original de las formaciones Ventura y Jura sobre la formación Tireo. Hacia el Este, en las Hojas de Constanza y Sabana Quéliz, son los conglomerados de la Fm Ocoa los que se sitúan a techo, indicando por tanto un dispositivo en "onlap" de la serie paleógena sobre el basamento de arcos de isla.

Los espesores estimados para la Fm. Tireo son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía. JICA/MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3500m, mientras que Lewis et al (1991) lo elevan a unos 4000 m. En este trabajo se han observado espesores similares a los citados aunque hay que tener en cuenta que la posible presencia de más imbricaciones en el seno de la formación, podría rebajar sustancialmente esta cifra.

A continuación se pasa a la descripción de cada una de las unidades cartográficas consideradas dentro de la formación Tireo.

2.1.2.2.1. Formación Tireo (6). Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. Cenomaniano-Maastrichtiano.

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

- a) Niveles de tono verde oscuro con laminación de frecuencia milimétrica.
- b) Alternancia centimétrica y milimétrica formada por términos de aspecto microgranular, a veces esquistosos, y capas más claras, de grano grueso a medio-fino, que eventualmente muestran formas lenticulares, con estructuras sedimentarias (laminación paralela, estratificación cruzada de pequeña escala y *ripples*).
- c) Bandeado milimétrico, a veces centimétrico, definido por horizontes de color verde claro a beige, de carácter posiblemente carbonatado (margas calcáreas) y niveles de aspecto arenoso, de grano medio a fino, con eventuales *ripples* de oleaje.

En el mismo río Nizao, cerca del afloramiento anterior aunque ya en Hoja de Sabana Quéliz, aguas arriba de la localidad de Quita Sueño, se vuelven a reconocer términos bien estratificados en el núcleo de una estructura anticlinal. En este caso se trata de una alternancia de conglomerados, brechas, tobas de tamaño lapilli y tobas cineríticas. Los conglomerados afloran sobre todo en el flanco oriental y en el núcleo de la estructura formando tramos de hasta 5m de espesor. Los cantos son de redondeados a subangulosos y tienen un tamaño medio entre 5 y 10cm, aunque pueden llegar a los 20 y 30cm. Su composición y la de la matriz que los engloba, es la misma que la de la unidad volcanoclástica principal de la formación, por lo que proceden del retrabajamiento de ésta. Ocasionalmente se ven cantos derivados de rocas ácidas, posiblemente cuarzoqueratófidos. Estos conglomerados alternan con niveles de orden métrico y decimétrico de brechas de la misma composición en las que los fragmentos tienen un tamaño de 0.5 a 1 cm. A techo de la serie y en tránsito gradual con las litologías anteriores, aflora un tramo de tobas de lapilli y tobas cineríticas bien estratificadas en capas de orden decimétrico en las que una buena granoclasificación y la presencia de ciertas estructuras tractivas (p.e. *ripples*) ponen de manifiesto un alto grado de retrabajamiento sedimentario.

Llama la atención la homogeneidad de la facies de tobas y brechas masivas a lo largo de prácticamente toda la extensión de afloramiento de la Fm. Tireo lo que implica el funcionamiento de un proceso eruptivo muy continuado en el tiempo y en el espacio. La presencia de numerosos cristales de vidrio de tipo “*glass shards*” sugieren mecanismos explosivos de tipo hidromagmático. A esta hipótesis contribuye la identificación de texturas hialoclásticas, propias también de este tipo de erupciones en presencia de agua, bien sea

compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa y, en algunas facies, flogopita, con esfena, zircón, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios. Las facies porfídicas están definidas por fenocristales de hornblenda y/o plagioclasa idiomorfas, que se destacan de una mesostasia constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. El feldespato potásico es perítico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización probablemente se inicio con la formación de la plagioclasa y la hornblenda, que en algunas rocas su contenido modal supera el 60 %, continuando con la biotita, cuando aparece, el cuarzo y el feldespato-K. Ocasionalmente se reconoce una fábrica magmática definida por la alternancia de niveles ricos en plagioclasa y hornblenda, así como una lineación mineral definida por la orientación de nematoblastos de hornblenda y la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico.

Con posterioridad a la cristalización magmática, a las tonalitas foliadas se les superpone una fábrica deformativa retrógrada. que llega a ser, en los sectores más deformados, de tipo S-C, protomiloníticas y miloníticas. Estas fábricas deformativas se caracterizan por la recrystalización dinámica de los nematoblastos de hornblenda, orientados paralelamente a la lineación de estiramiento. Esta microtextura junto con la recrystalización extensiva de la plagioclasa indica que la deformación tuvo lugar, al menos localmente, bajo condiciones de la facies anfíbolítica.

La deformación y recrystalización subsólidas continúa posteriormente, con generación de minerales propios de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. La recrystalización produce la formación de actinolita en los bordes de la hornblenda ígnea y la plagioclasa aparece albitizada o reemplazada a un agregado retrógrado de grano muy fino, formado por moscovita, mica blanca sericítica y epidota. Algunos anfíboles también aparecen parcialmente pseudomorfizados a clorita y epidota

La geoquímica de estas rocas se discute en el apartado 2.2.4. En relación con la macroestructura, conviene resaltar que las formas elongadas y cerradas de los cuerpos de tonalitas foliadas y su asociación en la periferia con facies anfíbolíticas cuya fábrica parece mimetizar el contorno de estos cuerpos, se podrían interpretar como grandes pliegues antiformales de escala cartográfica que estarían asociados a la deformación y el metamorfismo regional del Complejo Duarte y explicarían, en parte, el enorme espesor estructural de esta unidad. Sin embargo, como se ha explicado anteriormente, las relaciones

observado en el presente trabajo, por ejemplo en el mencionado Rincón del Yuboa. Sin embargo existen muchas dudas de que estas rocas cataclásticas estén asociadas al contacto o, más bien, a las numerosas fallas tardías, generalmente de desgarre que, coincidiendo en parte con contactos, en la actualidad aparecen delimitando los cuerpos intrusivos.

Los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, están compuestas por gabros, gabros hornbléndicos, gabro-noritas augítico-hipersténicas, noritas y hornblenditas, con facies ultramáficas locales de piroxenitas y piroxenitas olivínicas. Bowin (1960,1966 y 1975) cita la presencia de una estrecha banda de dunitas paralela al límite oriental del batolito, y un predominio de facies de noritas cuarzo-augíticas en la mitad occidental, observaciones que no se han podido constatar en el presente trabajo. Las piroxenitas olivínicas presentan texturas cumulado y, a escala de afloramiento, un bandeo centimétrico-decimétrico, definido por las proporciones relativas de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino (Fig.2.1.1). El tamaño de grano de agregado compuesto por los minerales máficos es medio, aunque existe una gran variación a escala de afloramiento y cartográfica. Estas rocas se caracterizan por una asociación mineral compuesta por ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino, ilmenita y opacos. En otras facies de piroxenitas con plagioclasa, se observa una transición de noritas a gabros, coincidiendo con un aumento del contenido modal de plagioclasa y una paralela disminución de ortopiroxeno. En estas rocas, la plagioclasa forma bandas con una textura interna granoblástica relativamente equidimensional. Los granos de orto y clinopiroxeno, presentan formas moderadamente elongadas que definen una foliación, la cual es paralela al bandeo composicional mesoscópico de origen cumulado. La asociación mineral compuesta por ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, presente en los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, es típica de condiciones de la facies granulítica de media a baja-P, las cuales se interpreta fueron las de cristalización del magma máfico.

En estas rocas, la hornblenda aparece como una fase que engloba a los cristales anteriormente crecidos, pudiendo llegar a reemplazar completamente el olivino y los piroxenos, originando facies de gabros hornbléndicos. Para Lewis (1982 a), estas relaciones texturales sugieren un proceso de reemplazamiento tardi-magmático, en el que el olivino y los piroxenos cristalizados, reaccionan con un fluido residual rico en vapor de agua, originando rocas ricas en hornblenda y plagioclasa. Alternativamente, estas texturas de reacción dan cuenta de reequilibrios en condiciones metamórficas de la facies anfibolítica de

Fig. 2.1.1

baja-P, controlados por el acceso de H₂O a la roca, ligados a la evolución subsólidos retrógrada.

Las facies máficas son las volumétricamente más importantes en la intrusión de la Yautía y están constituidas por noritas y gabro-noritas. Estas rocas suelen presentar a escala de afloramiento un bandeo composicional definido por una alternancia centimétrica a decimétrica de bandas claras ricas en plagioclasa y bandas más oscuras ricas en piroxeno y anfíbol. Se trata de rocas de grano medio a medio-grueso, texturas granudas más o menos equigranulares, y mineralógicamente formadas por plagioclasa cálcica, ortopiroxeno y, menos abundante, clinopiroxeno. Al microscopio, se observa cómo el ortopiroxeno marrón tiene lamelas intercrecidas de clinopiroxeno, de colores de interferencia más altos, aunque también se encuentra la relación inversa. La foliación magmática en estas rocas está definida por agregados arrosariados elongados, compuestos por varios individuos de orto y clinopiroxeno, y la elongación de los prismas de plagioclasa.

El anfíbol hornblenda aparece en proporciones modales muy variables, generalmente formando grandes cristales idiomorfos que engloban a los dos piroxenos reemplazándolos, aunque también se han observado como agregados de pequeños granos constituyendo coronas y pseudocoronas. La anfíbolitización puede llegar a muy importante, llegando a formar gabros hornbléndicos en los que el piroxeno aparece únicamente como relicto incluido en el anfíbol. Como en el caso de las rocas ultramáficas, estas texturas de reacción parecen dar cuenta de un reequilibrio subsólidos, acompañado por una hidratación de las rocas, en condiciones metamórficas de la facies de las anfíbolitas.

Consideradas en conjunto, los gabros y gabro-noritas y facies ultramáficas de la Yautía constituyen un gran cuerpo de cumulos estratiforme, cuya extensión lateral supera los 35 km y que se extiende en una dirección NNO-SSE subparalela al límite occidental del Complejo Duarte. Las rocas ígneas que lo constituyen cristalizaron a condiciones metamórficas de la facies granulítica de presión media-baja y experimentaron un reequilibrio durante la retrogradación posterior, bajo condiciones de la facies anfíbolítica de baja-P. Estas rocas, que no tienen fábrica deformativa interna a escala regional, fueron posteriormente afectadas, por un cizallamiento local, en condiciones de la facies de los esquistos verdes, relacionado con el cabalgamiento dúctil de la Yautía. La deformación y el

dimensiones es el de la Laguna El Ojo de Agua, de unos 50 km², cuya erosión produce el amplio valle de Rancho Arriba. En todos ellos, los afloramientos son escasos debido a alto grado de meteorización que presentan estas litologías. Los mejores puntos de observación se encuentran, como en casos anteriores en la carretera a Rancho Arriba así como en el camino que une esta población con La Colonia y Mahoma Derrumbado. Estos cuerpos no presentan ninguna fábrica deformativa interna y sólo localmente se llegan a intuir fábricas magmáticas ligadas al emplazamiento, mostrando a escala de afloramiento un aspecto masivo. Los contactos suelen ser netos y, como ocurre con la mayoría de las intrusiones de este tipo en el conjunto de la isla, no suelen desarrollar aureolas de contacto de relevancia ni cuando el encajante tiene un cierto grado metamórfico ni tampoco cuando se trata de una unidad no metamórfica como es el caso de la Fm. Tireo.

Las tonalitas no foliadas presentan una facies petrográfica muy similar a la de las tonalitas foliadas aunque, como señala Bowin (1966), estas últimas pueden ser ligeramente más leucocráticas y en ellas son más frecuentes como minerales accesorios las micas (biotita y moscovita). La facies dominante consiste en tonalitas de grano medio, con hornblenda, aunque las unidades plutónicas también presentan localmente facies cuarzo-dioríticas y granodioríticas. Los tipos ácidos más diferenciados, son leucotonalitas y trondjemitas, así como diques discordantes aplíticos y pegmatíticos. Las tonalitas no foliadas presentan texturas panidiomorfos, granudas, subequigranulares a inequigranulares porfídicas. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa microclinizada y esfena. Como accesorios aparece zircón, ilmenita, magnetita, óxidos Fe-Ti, sulfuros metálicos y opacos. Como minerales secundarios, actinolita, clorita, mica marrón, mica blanca, sericita, albita, epidota pistachita, prehnita y rutilo sagenítico óxidos de Fe.

La plagioclasa es de composición labradorita-andesina y forma cristales milimétricos con zonado normal u oscilatorio. El anfíbol es de tipo hornblenda parda y se presenta idiomorfo, con raras inclusiones de clinopiroxeno. El feldespatos-K es una ortosa microclinizada con pertitas en venas y parches, ocupando frecuentemente posiciones intersticiales. En algunas rocas aparece en proporciones accesorias. La secuencia de cristalización probablemente se inició con la formación de hornblenda y plagioclasa, que aparecen en similares proporciones modales constituyendo más del 70% del volumen de la roca, continuando con el cuarzo la esfena y el feldespatos-K.

2.1.4.1. Pleistoceno-Holoceno

2.1.4.1.1. Glacis (11). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno

Poseen mayor desarrollo en el margen oriental de la Hoja donde en algún caso sus ápices arrancan desde las fallas de dirección NO-SE relacionadas con la tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad. Estos depósitos forman pequeñas plataformas elevadas entre 5 y 40m con respecto a los cauces adyacentes. Poseen una buena representación en los alrededores de Pino Herrado, los Ganchos y Florencio y, más aisladamente, en los márgenes del río Mahoma.

Predominan las arenas y, en menor proporción, gravas cuya composición es variable en función de su área madre, volcánica, plutónica o metamórfica. El tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50cm. Las arenas muestran una composición de tipo litarenítico. Las arenas limosas y los limos arcillosos son minoritarios, confiriendo tonalidades rojas al conjunto. Son escasas las estructuras sedimentarias halladas, destacando las bases erosivas y los cuerpos canalizados. Su espesor, aunque variable, se puede cifrar entre 3 y 10m.

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

2.1.4.1.2. Terrazas medias-altas (12) y bajas (13). Cantos, gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Tienen representación, aunque escasa, en los principales cursos fluviales de la Hoja con la excepción del río Nizao y su afluente el Banilejo, en el sector occidental de la Hoja, y del Guanamito, afluente del Haina, en el margen oriental, donde se produce un sistema de aterrazamientos relativamente bien desarrollado. Localmente, aunque con menos desarrollo, éstos también se dan a lo largo del río Yuboa. Ante la variedad altimétrica de los niveles de terrazas y su pertenencia a diversos sistemas fluviales, se han establecido dos grupos: terrazas bajas, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial

actual con cotas de +1-5m con respecto al cauce; y terrazas medias-altas, para todas aquéllas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a alcanzar +40m.

Litológicamente están constituidas por cantos y gravas en las que los componentes derivan de las formaciones volcánicas y metamórficas infrayacentes. La granulometría es muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1m. Las arenas aparecen como una litología subordinada, con composición esencialmente litarenítica.

Los mejores afloramientos de estas terrazas se localizan en distintos puntos a lo largo del cauce del río Nizao y, puntualmente también, de los ríos Yuboa y Guanano. Se observan cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. Su espesor, variable, suele oscilar entre 1 y 5m.

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

2.1.4.2. Holoceno

2.1.4.2.1. Conos de deyección (14). Gravas arcillas y arenas. Holoceno

Son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque con una entidad cartográfica sólo se han diferenciado en los márgenes de los ríos Nizao y Banilejo. Su depósito se produce por la llegada de aportes procedentes de valles estrechos a valles más amplios; en ocasiones, la proximidad entre fuentes de aporte da lugar a coalescencia de varios conos. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas, de composición condicionada por el área madre en este caso casi exclusivamente plutónica, englobadas en una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como, debido a su geometría, dentro del mismo. En cualquier caso, no debe superar los 10-15ms

2.1.4.2.2. Deslizamientos de ladera (15). Bloques, cantos y arenas. Holoceno

Aunque a escala de afloramiento son frecuentes, a escala cartográfica sólo se ha diferenciado un deslizamiento de importancia en la margen izquierda del río Yuboa. Su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas derivadas de la alteración del sustrato y de elevadas pendientes y está favorecida por la presencia de agua en el subsuelo.

La litología es arenoso-limosa y engloba cantos y bloques procedentes del sustrato. Su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. Por su relación con el relieve actual se han incluido en el Holoceno.

2.1.4.2.3. Coluviones (16). Arenas limosas con cantos y bloques. Holoceno

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

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

2.1.4.2.4. Llanura de inundación (17). Limos con niveles de cantos y arenas. Holoceno

En relación con el amplio cauce del río Nizao, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río. En ellas, los depósitos son similares a los de fondo de valle que a continuación se describen, aunque con un cierto predominio de los limos sobre las arenas y las gravas.

2.1.4.2.5. Fondos de valle con funcionamiento estacional (18) y fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (19). Cantos, arenas y gravas. Holoceno

Se encuentran ampliamente representados en los numerosos ríos, arroyos y cañadas de la Hoja, destacándose por su envergadura los correspondientes al río Nizao y a su principal

afluente, el Banilejo, y el río Guanamito. En el río Nizao se han separado cartográficamente tramos con funcionamiento estacional la mayoría de los cuales fueron invadidos como consecuencia de las lluvias torrenciales asociadas al paso del huracán George. Los procesos erosivos y sedimentarios relacionados con este fenómeno han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía.

Las gravas son su constituyente principal; son gravas redondeadas heterométricas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 1m, ni tampoco las arenas. Su composición varía entre volcánica, metamórfica y plutónica, en función del área fuente. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5m.

2.2. Geoquímica

Este apartado se ha elaborado a partir de la recopilación de todos los análisis geoquímicos existentes en las cuatro hojas del cuadrante 1:100.000 de Bonaó, algunos realizados en el transcurso del presente trabajo, los cuales se presentan en dos bases de datos complementarias, correspondientes al cuadrante 1:100.000 de Bonaó (tabla 2.2.1) y al cuadrante 1:100.000 de Constanza (tabla 2.2.2). En el caso de la Fm Tireo los resultados proceden de análisis nuevos o antiguos realizados en afloramientos del cuadrante 1:100.000 de Constanza, donde esta formación tiene mejor representación. Para mayor información sobre esta formación se sugiere consultar las memorias de las Hojas 1:50.000 que integran este cuadrante. La mayoría de los datos no están publicados. Puesto que estos análisis han sido realizados por una amplia variedad de autores y con diferentes métodos a lo largo de un intervalo considerable de tiempo, la base de datos se han de utilizar con prudencia. Además, el hecho de que la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas representadas en el cuadrante de Bonaó hayan sufrido un cierto grado de metamorfismo o alteración, condiciona que sólo los elementos con menor movilidad como Th, Nb, Hf, Ti, Zr, Y y otros, como los de Alto Potencial (HFS) o Tierras Raras (REE), puedan ser utilizados para discriminar las afinidades magmáticas de las distintas suites de rocas.

Tabla 2.2.1

Tabla 2.2.2

Los datos se presentan en diagramas multielementales en los que los análisis se han normalizado al tipo N-MORB (Pearce, 1983) y en diagramas de elementos de Tierras Raras normalizados al condrito. Esto permite la comparación directa entre las diferentes unidades comprendidas en la zona de estudio y, a su vez, de éstas con las de otras provincias tectónicas. Este estudio ha permitido llegar a importantes conclusiones, algunas en el campo de la especulación, respecto de las relaciones genéticas entre las diferentes unidades así como de las afinidades magmáticas de las mismas.

2.2.1. La peridotita de Loma Caribe

Hay sólo cinco análisis de roca total disponibles de la peridotita de Loma Caribe. Cuatro de ellos corresponden a harzburgitas serpentinizadas y uno a una dunita. Las piroxenitas se han muestreado a lo largo del margen NE en las proximidades de la Loma Las Cabirmas, pero no hay análisis de ellas. En términos de elementos mayores, estos análisis son típicos de peridotitas de tipo Alpino y son consecuentes con las descripciones petrográficas. La muestra SP-53/91 que presenta un mayor grado de serpentinización que el resto, tiene un 1,79% de Al₂O₃ y un 2,5% de CaO de tal forma que se aproxima a la composición de las lherzolitas.

También se dispone de análisis de la cromita en dos pequeños cuerpos de cromitas masivas incluidos en la peridotita. Los que se incluyen en la base de datos corresponden a granos individuales analizados con microprobetas. El alto contenido del 1,1 % en TiO₂ es considerablemente mayor que el que se encuentra en las cromitas masivas de las peridotitas de tipo Alpino (<<0,5%).

Los datos petrográficos y geológicos, en asociación con la ocurrencia de cuerpos masivos de cromitas, sugieren que la peridotita de Loma Caribe representa la parte del manto superior próxima a la discontinuidad de Mohorovicic y que por tanto forma parte de una suite ofiolítica desmembrada

2.2.2. El Complejo Duarte

Puesto que las rocas del Complejo Duarte han sido objeto de numerosos análisis en el cuadrante de Bonao y en otras áreas más septentrionales (Draper y Lewis, 1991) no se ha considerado necesario realizar más análisis en el transcurso del presente trabajo. Todas las

rocas del complejo comprendidas en este cuadrante, excepto dos, tienen contenidos relativamente altos en MgO y bajos en TiO₂, y pertenecen al Miembro Inferior del mismo, según la división de Lewis y Jiménez 1991).

De las dos rocas mencionadas con composiciones diferentes, la muestra 80-52, una anfibolita cogida de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba, muestra el alto contenido en REE y HFS que caracteriza las rocas del Miembro Superior, aunque con contenidos bajos en TiO₂. La muestra 97-13 de Guanamito (Loma Sierrecita) tiene una mineralogía inusual consistente en biotita y clorita. No hay análisis de elementos traza de esta muestra de la que se supone que podría representar un metagabro. Los análisis de elementos traza disponibles del Complejo Duarte se representan en los diagramas de la Fig. 2.2.1. Estos son similares a los realizados en otras áreas (p.e. Lewis y Jiménez, 1991 y Draper y Lewis, 1991). Sin embargo se debe destacar que los valores de Hf de las muestras 88BL15, 88BL16 y 88 BL24, son muy bajos. Estos valores bajos de Hf y otras pequeñas discrepancias se deben probablemente a los distintos métodos utilizados por los diferentes laboratorios que han intervenido en los análisis. Los análisis más recientes, conjuntamente con los datos isotópicos (Lapierre et al., 1997) son consistentes con la correlación del Complejo Duarte con un *plateau* oceánico como originalmente propusieron Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991)

Basándose en dos nuevas dataciones por el método Ar/Ar que arrojan edades de 86/87 Ma, Lapierre et al (1999) concluyen que el Complejo Duarte es de edad Cretácico superior y forma parte de la denominada Provincia Ignea Cretácica del Caribe-Colombia (Kerr et al., 1996). Lewis et al. (1999) discrepan de esta interpretación al considerar que el complejo es de edad Jurásica o, como mucho, Cretácico inferior y que por tanto se habría formado en los estadios iniciales del desarrollo de la corteza oceánica caribeña.

2.2.3. La formación Siete Cabezas

Aunque esta formación ocupa amplios sectores del cuadrante 1:100.000 de Bonao, existen pocos análisis correspondientes al mismo como consecuencia de las dificultades de acceso y del fuerte grado de alteración o silicificación que en él presentan las rocas. Por esta razón la mayoría de los análisis registrados en la base de datos pertenecen a la Hoja 1:50.000 contigua de Los Alcarrizos donde hay buenos afloramientos de roca fresca. Son 50 los análisis que se disponen de esta Hoja, 18 de los cuales proceden de los sondeos realizados

Fig. 2.2.1

en Loma Nandita en los años 80. Tanto éstos como los correspondientes a afloramientos son rocas de excelente calidad idóneas para análisis petrográficos y geoquímicos.

Las rocas de la Fm Siete Cabezas tienen un pequeño rango composicional. El TiO_2 oscila entre el 0,69 y el 1,37% y el MgO entre el 5,7 y el 14,55% (excluyendo las brechas) excepto para la muestra 90-8 en la que el TiO_2 representa el 2,11% y el Fe_2O_3 , el 16,5% del total. Esta roca anómala, se interpreta como una intrusión tardía, posiblemente un dique. El K_2O en la mayoría de los análisis es menor del 0,2% y, en muchos, está incluso por debajo del 0,1% reflejando que son muestras frescas. Los valores más altos de estos elementos probablemente se deben a una ligera alteración.

Basándose en un diagrama Cr- TiO_2 (Fig. 2.2.2), los basaltos de Siete Cabezas se pueden dividir en dos grupos, uno, con $\text{TiO}_2 < 1,0\%$ y $\text{Cr} > 300\text{ppm}$ y otro, con $\text{TiO}_2 > 1,0\%$ y $\text{Cr} < 200\text{ppm}$. Todas las muestras analizadas de Loma Nandita, pertenecientes al sector SE, donde los basaltos están intercalados con términos sedimentarios y cherts, pertenecen al primer grupo ($\text{TiO}_2 < 1\%$). En el sector septentrional, donde los flujos basálticos son dominantes, los análisis muestran composiciones más afines al segundo grupo, aunque también el primero está presente.

En la fig. 2.2.3. se muestran las determinaciones de multielementos y Tierras Raras realizadas para un grupo de muestras de la Fm. Siete Cabezas

Es preciso notar que hay una notable coincidencia de elementos mayores y HFS entre los basaltos con $\text{TiO}_2 > 1,0\%$ de la Fm Siete Cabezas y los de la Fm. Peralvillo Sur. Sin embargo, los primeros no muestran los valores anómalamente negativos de Nb, Ta o Th que caracterizan a los segundos. Además, en los diagramas de Tierras Raras normalizadas al condrito, los basaltos de Siete Cabezas dan curvas planas mientras que los de La Fm. Peralvillo Sur muestran una disminución en los elementos ligeros. Por otra parte ningún basalto de Siete Cabezas da las anomalías negativas de Eu observadas en algunas rocas de la Fm. Peralvillo Sur. Excepto en el caso del mencionado dique, ninguna muestra de la Fm. Siete Cabezas da valores de TiO_2 superiores al 1,3%. Estos factores demuestran que los flujos basálticos de la Fm Siete Cabezas no llegan al mismo grado de fraccionamiento que los de la Fm Peralvillo.

Fig. 2.2.2

Fig. 2.2.3

Fig. 2.2.4

La figura 2.2.5 muestra los diagramas multielementales y de Tierras Raras de las dos noritas hornbléndicas, de la diorita de la Loma La Cuchilla del Limón (variedad composicional encontrada dentro del cuerpo de tonalitas foliadas aflorante en esta zona) y de la tonalita de La Yautía. Todas muestran unas pautas muy similares sugiriendo que, pese a su diferente edad de emplazamiento, todas pudieran estar genéticamente relacionadas. A modo de hipótesis se puede considerar que las dioritas forman los magmas de origen a partir de los cuales se producirían los cumulos que caracterizan las gabro-noritas de La Yautía; las tonalitas representarían las fracciones líquidas derivadas de la formación de los citados cumulos.

2.2.6. La formación Tireo

La constitución mayoritariamente volcanoclástica de la formación Tireo ha condicionado el limitado número de análisis realizados en ella. Los estudios previos más relevantes sobre la geoquímica de las lavas e intrusivos someros de la Fm. Tireo son los realizados por Lewis et al. (1991), Harms (1988) y Jiménez y Lewis (1987) en sectores al oeste del cuadrante 1:100.000 de Constanza. En el presente proyecto se han realizado 16 análisis geoquímicos correspondientes a términos volcanoclásticos de la formación Tireo, a intercalaciones de coladas basáltico-andesíticas y a intrusiones someras de cuarzoqueratófido. Las muestras proceden casi en su totalidad de afloramientos del cuadrante 1:100.000 contiguo de Constanza, donde la Fm Tireo tiene mejor representación y accesos. En todos ellos se han analizado los elementos mayores y el Sc, Rb, Sr, Zr, Y, Ba, Cr, y Ni, y en diez, también las Tierras Raras, el Th y el Hf. Estos últimos elementos son los menos móviles. Estos análisis permiten discutir la naturaleza y origen del magmatismo que dio lugar a la Fm. Tireo.

Rocas volcanoclásticas

Se han realizado cuatro análisis de las tobas vítricas y líticas masivas que forman el cuerpo fundamental de la Formación Tireo. Todas son muy similares desde el punto de vista geoquímico correspondiendo a una composición basáltica con contenidos del 0.73-1.1% en TiO₂ y del 4.5-9.2% en MgO. El Na₂O oscila entre el 1.54-2.91% y el K₂O es menor del 0.14% en todas las muestras. Esta concentración de elementos mayores es marcadamente similar a la encontrada en las lavas de la formación Siete Cabezas. Los elementos traza se discuten más adelante.

Fig. 2.2.5

Coladas basálticas

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

Las lavas máficas tienen en conjunto una composición similar, excepto en el contenido elevado (3.2%) en TiO_2 de la muestra HH-8004 (Hoja de Sabana Quéliz) y en las elevadas proporciones de álcalis y altas tasas de P_2O_5 en las muestras HH-8001B y HH-8004 (Sabana Quéliz), todo ello indicativo de unas características alcalinas. Los análisis previos de lavas basálticas de la Fm. Tireo realizados por Lewis et al. (1991), muestran composiciones similares, señalando estos autores la presencia de altos contenidos de TiO_2 en los basaltos del área de La Pelona-Pico Duarte y en la parte norte de la Hoja 1:50.000 de Juan Herrera.

Los análisis multielementales de Tierras Raras (Fig. 2.2.6) muestran la diferencia entre las rocas volcanoclásticas y las lavas basálticas. Las últimas tienen concentraciones más altas de LIL y HFS que las primeras. Las lavas basálticas tienen relaciones $Zr/Y > 4$ en todas las muestras excepto en la HH-8006. Tienen también relaciones Th/Yb y Ta/Yb relativamente altas, similares a las de los basaltos oceánicos y continentales alcalinos actuales (Pearce, 1983). Además, las lavas basálticas dan curvas de Tierras Raras Ligeras relativamente altas y rotadas, mientras que las pautas de las Tierras Raras de las muestras HH-8006 (Sabana Quéliz) y AG-8307 (Constanza), correspondientes a términos volcanoclásticos tobáceos, son planas. Estas últimas y las otras dos rocas volcanoclásticas, AG-8310 y AG-83112, ambas de la Hoja de Constanza, muestran en conjunto características geoquímicas similares a las de las lavas de la Fm. Siete Cabezas.

Riolitas (cuarzoqueratófidos)

Cinco de los análisis corresponden a flujos riolíticos que afloran en el sector meridional de la Hoja de Constanza en la denominada Loma La Cuchilla del Montazo. En dos de estos análisis, se da una relación $Na_2O > K_2O$ con un contenido de K_2O en el 1.5 y 3.4%. Tres de estas muestras han sido lixiviadas y alteradas puesto que tienen contenidos de $K_2O > 7.7\%$ y de CaO y Na_2O de menos del 0.2%. La muestra AG-8507 de la zona del Tetero en la Hoja

Fig. 2.2.6

Fig. 2.2.7

Fig. 2.2.8

curvas rotadas. Por lo tanto, los datos geoquímicos sugieren que todas las muestras volcánicas de composición intermedia examinadas están química y genéticamente relacionadas a las rocas volcánicas máficas de al Fm. Tireo.

Conclusiones

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

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

2.3. Características del metamorfismo

Las descripciones petrográficas y microestructurales de cada unidad metamórfica, detalladas en el capítulo 2.1, han permitido establecer una zonación metamórfica para el conjunto de la Hoja y su entorno, a partir del reconocimiento de isogradas. Esta zonación se ha de considerar aproximada por cuanto está muy condicionada por la densidad del muestreo realizado. Asimismo se hace una propuesta de la evolución metamórfica de la zona de estudio mediante la determinación de las trayectorias semicuantitativas de P-T de (algunas) unidades y zonas metamórficas.

2.3.1 Zonas Metamórficas e Isogradas.

Desde un punto de vista metamórfico regional, la distribución de asociaciones minerales en litologías metabásicas permite definir el esquema de sucesión zonal para las rocas

Fig. 2.3.1

Yuna, aparece muy deformada y retrogradada por acción de esta estructura, por lo que resulta difícil su asignación dentro de la sucesión zonal.

2.3.2. Evolución metamórfica: trayectorias P-T

Las asociaciones minerales metamórficas presentes en las fábricas Sp deformativas de las rocas del Complejo Duarte, pueden ser interpretadas en términos de trayectorias P-T en el sistema modelo de composiciones básicas $\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ (NCFMASH, Frey et al., 1991; Spear, 1993), asumiendo una saturación en H_2O . Las trayectorias metamórficas P-T de las zonas metamórficas A, B y C, están recogidas en la Fig. 2.3.2, donde la evolución de las condiciones P-T tienen únicamente un carácter semicuantitativo. La trayectoria general comprende una evolución progradada hasta el pico metamórfico, relacionada con un proceso de engrosamiento y calentamiento de la corteza oceánica, seguida por una evolución retrogradada cuyos estadios están registrados principalmente en las rocas próximas a las superficies de cabalgamiento dúctil de La Yautía y Río Yuna. Durante la evolución retrógrada se produce la intrusión de las tonalitas foliadas, en primer lugar y, posteriormente, de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, y las tonalitas no foliadas. La intrusión de las tonalitas foliadas originó la entrada adicional de calor en estos niveles corticales, como sugiere la distribución cartográfica de la zona D a modo de aureola térmica.

La presencia de granate y clinopiroxeno, junto con la ausencia de epidota, en las rocas con hornblenda y plagioclasa de la zona C, da cuenta de condiciones para el pico térmico superiores a los 700°C y presiones medias del orden de 6-7 kbar. Estas rocas aparecen deformadas por el cabalgamiento de La Yautía, lo que produce el reemplazamiento de la asociación pico por asociaciones retrogradadas de la facies anfibolítica de baja-P y, posteriormente, de la facies de los esquistos verdes.

La presencia de epidota y la ausencia de granate en las anfibolitas de la zona B, sugiere una trayectoria de calentamiento progradado hasta temperaturas superiores a los 500°C y presiones entre 4 y 5 kbar (Fig. 2.3.2). La evolución post-pico térmico en todo el sector en facies anfibolítica del Complejo Duarte, está registrada en la superposición de asociaciones de bajo grado sobre las previas de mayor grado, en relación con la formación de la fábrica principal deformativa. La asociación mineral retrógrada es consistente con deformación bajo

Fig. 2.3.2

condiciones de la facies anfibolítica de baja-P y de la facies de esquistos verdes de media y baja-T, indicando una trayectoria P-T de enfriamiento acompañado por una suave descompresión.

Durante esta evolución retrograda, se produce la formación de la zona D como consecuencia del reequilibrio en las aureolas térmicas de las tonalitas de rocas pertenecientes a las zonas B y C, en condiciones metamórficas de la facies de las anfibolitas de baja-P. La cristalización del magma máfico que origina los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía (zona E), tuvo lugar en condiciones propias de la facies de las granulitas de media a baja-P, y los procesos de anfibolitización subsólidos, probablemente controlados por el acceso de H₂O al sistema, durante la retrogradación del batolito a condiciones de la facies de las anfibolitas de baja-P. El cabalgamiento del Río Yuna produce en el extremo occidental del batolito, asociaciones minerales propias de la facies de los esquistos verdes de baja-T, registrando otro nuevo estadio retrógrado de menor temperatura.

En síntesis, las trayectorias P-T descritas para el Complejo Duarte conllevan una evolución progradada, posiblemente asociada con la colisión de un *plateau* oceánico con el arco-isla de La Española, y una evolución retrógrada en la que la formación continua de fábricas no-coaxiales pudiera tener relación con la obducción de una ofiolita (Complejo Duarte+peridotita de Loma Caribe) y su incorporación a la cuña orogénica en el Aptiano-Albiano propuesta por Draper et al. (1996).

2.4 Dataciones absolutas

En el transcurso del presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana se han realizado siete dataciones absolutas (Tabla 2.4.1), tres por el método U/Pb (J.K. Mortensen, Universidad de la Columbia Británica, Canadá) y cuatro por el método Ar/Ar (W. Hames, Instituto Tecnológico de Massachussets, USA). En ambos casos se recibieron informes de los autores, en los que se comentan las técnicas analíticas y los resultados. Una traducción de estos breves informes se presenta a continuación.

2.4.1 Dataciones por el método U/Pb

Respecto a las técnicas analíticas empleadas, los concentrados de circones se prepararon a partir de muestras de 0,5 a 2kg de tamaño utilizando los métodos convencionales de machaqueo y trituración, una mesa Wilfley, líquidos pesados y las técnicas de separación magnética de Frantz. Los análisis U/Pb se realizaron en la Universidad de la Columbia Británica, Canadá. La metodología para la separación de circones, su abrasión, disolución, preparación geoquímica y espectrometría de masas ha sido descrita por Mortensen et al (1995). La abrasión de la mayoría de las muestras se realizó con aire, previamente a la disolución, para minimizar los efectos post-cristalización de pérdida de Pb. Los datos analíticos se presentan en la tabla 2.4.2

Los datos se presentan en diagramas de concordia convencionales (Fig. 2.4.1). Los errores imputables a análisis individuales se calcularon utilizando el método de propagación de error numérico de Roddick (1987). Las constantes son las recomendadas por Steiger y Jäger (1975). Las composiciones del Pb inicial se han sacado del modelo de Stacey y Kramer (1975). Los errores se dan al nivel 2. Los resultados analíticos son los siguientes:

- Muestra 91-308 (tonalita foliada). Sólo se recuperó una pequeña cantidad de circones. Se analizaron cuatro fracciones; se hizo abrasión de las dos más gruesas pero no de las dos más finas. Las tres fracciones son concordantes (Fig. 2.4.1). Las dos en las que se realizó la abrasión dan solapamientos de elipses con un rango total de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $89,8 \pm 0,4$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca. Las dos muestras en las que no se realizó abrasión dan edades U/Pb ligeramente más modernas, reflejando una menor pérdida post-cristalización de Pb.
- Muestra 95-101 (tonalita no foliada). Se analizaron tres fracciones con una fuerte abrasión. Todas dieron concordancia (Fig. 2.4.1). La fracción B dio la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ más antigua a los $115 \pm 0,3$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca.
- Muestra AC-8001 (tonalita no foliada). La muestra suministró abundante circones de buena calidad. Se analizaron cuatro fracciones con una fuerte abrasión. Las A-C son concordantes (Fig. 2.4.1) con un rango total de edades de $87,6 \pm 0,3$ Ma, que da la edad de cristalización de la roca. La fracción D da una edad ligeramente más antigua de

Tabla 2.4.2

Fig. 2.4.1

- $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$, sugiriendo la presencia menor de un componente más viejo, heredado en esta fracción

2.4.2 Dataciones por el método Ar/Ar

Las técnicas analíticas utilizadas comprenden la separación de minerales con contenido en potasio, hornblenda y moscovita, y su preparación para el análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mediante fusión de rayos laser (Tabla 2.4.3). Las muestras fueron machacadas y tamizadas y los minerales seleccionados a mano a partir de fracciones más gruesas (normalmente de 50-80). Cada mineral fue estudiado bajo el microscopio binocular y seleccionado en función de su tamaño, forma, uniformidad en el color y ausencia de inclusiones. Los separados minerales se irradiaron para la producción de ^{39}ArK en el reactor de la universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, que es usado habitualmente por muchos laboratorios que trabajan con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Todas las muestras ocuparon una celda con el mismo nivel de irradiación, asegurándose una dosis uniforme de neutrones y del resultante factor-J. La dosis de neutrones fue monitorizada de acuerdo con el estándar internacional MMHB-1, con una edad asignada de 520.4Ma. El factor-J para todas las muestras de este estudio es de 0.0031834 ± 0.00002 (al 2º nivel de error).

Las edades para cada muestra se determinaron fundiendo cristales individuales y midiendo posteriormente la composición isotópica del argón en un espectrómetro de masas de tipo MAP-215-50, en el Instituto Tecnológico de Massachussets. Los isótopos de argón de fondo fueron monitorizados y medidos previamente y después de cada diez análisis. Los datos se evaluaron mediante relaciones isotópicas estándar de mínimos cuadrados y con representaciones gráficas en diagramas inversos de relaciones isotópicas.

En este estudio se han utilizado cuatro muestras del cuadrante 1:100.000 de Bonao de las que se ha realizado la separación de minerales con contenido en K y su análisis por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Tres de ellas (91-309, AC-8001 y AC 8005) son rocas ígneas máficas e intermedias con fenocristales de hornblenda; la muestra AC 8001 también contiene biotita. La moscovita está presente en la muestra de tonalita foliada (AC 8003).

- Muestra 91-309 (hornblenda en hornblendita). De esta muestra existían tres trozos, todos ellos con la misma litología: grandes fenocristales de color verde de hornblenda dentro de una roca de composición gabroide intruida por venas ricas en plagioclasa. En

- Tabla 2.4.3

lámina delgada la plagioclasa está de moderada a extensamente sauritizeda, el pleocroismo y la birrefringencia de muchos de los anfíboles es irregular, sugiriendo que la hornblenda también ha sido alterada o que ha tenido una prolongada historia de crecimiento sufriendo interacciones con fluidos cargados en agua.

Se escogieron los diez cristales de hornblenda más frescos y uniformes. Los datos resultantes son colineales en un diagrama inverso de correlación isotópica (Fig. 2.4.2), existiendo dos puntos que difieren significativamente de la pauta general. La regresión de ocho análisis da una edad de 87.0 ± 9.5 Ma, con una relación isotópica inicial de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ similar a la de atmósfera actual. Este resultado ha de ser tomado con prudencia debido a la desviación de los dos puntos citados y a la relativamente alta proporción de argón exterior, atmosférico (notar en la Fig. 2.4.2 que los puntos están significativamente por encima del eje $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, donde la edad está graficamente definida). Estos dos factores son consistentes y pueden derivar de larga historia de alteración observada en lámina delgada.

- Muestra AC 8001 (hornblenda de una tonalita-hornbléndica-no foliada). Esta muestra corresponde a una tonalita no foliada rica en biotita y hornblenda que, de visu, contiene grandes y bien definidos cristales de biotita y hornblenda que aparecen agrupados entre sí y rodeados por cristales de menor tamaño de plagioclasa y cuarzo. En lámina delgada la hornblenda es poiquilítica y rodea a fenocristales de plagioclasa previamente formados. La hornblenda es generalmente muy fresca y de color uniforme, igual que la plagioclasa lo que sugiere un bajo grado de alteración.

Ocho de los análisis realizados en esta muestra son colineales y definen una edad de 88.3 ± 6.3 Ma y una composición de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ que es consistente con la de la atmósfera actual. Esta edad se interpreta como el momento en que se produjo la retención de ^{40}Ar en el anfíbol y que cualquier otro argón contaminante en la muestra, es de composición atmosférica.

- Muestra AC 8003 (moscovita de una tonalita foliada). Esta muestra es una tonalita gneísica con una foliación interna definida o por la orientación de los cristales de moscovita y clorita. La muestra está moderada a fuertemente meteorizada, con grietas y superficies cubiertas de hematitas y una cierta desintegración de los feldespatos. En

- Fig. 2.4.2

lámina delgada la clorita parece derivar de la transformación a baja temperatura de la biotita preexistente. La mayoría de la moscovita y en especial la seleccionada para para los análisis ocurre en forma de porfiroclastos integrantes de la foliación. Los minerales félsicos de esta tonalita foliada son, en proporción decreciente, cuarzo, plagioclasa y microclina.

Los cristales de moscovita de esta muestra son altamente radiogénicos (con poca contaminación atmosférica de ^{36}Ar) y dan relaciones isotópicas muy similares. La regresión de todos los datos da una edad de 84.6 ± 1.5 Ma y una relación inicial de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ pobremente definida de aproximadamente 0.0026. La edad de esta muestra se interpreta que corresponde al momento de retención del ^{40}Ar durante el enfriamiento del gneis, probablemente a una temperatura de 400°C . Los efectos de alteración a bajas temperaturas y de meteorización de la roca no parece que hayan afectado la determinación de esta datación.

- Muestra AC 8005 (hornblenda de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía). Esta muestra es un gabro de tamaño de grano medio y tonos oscuros que contiene fenocristales de anfíbol y plagioclasa distribuidos de forma aleatoria. En lámina delgada, tanto las plagioclasas como los anfíboles son muy frescos.

Diez anfíboles de esta muestra definen una edad de 121.4 ± 4.6 Ma, con un punto de intercepción inicial que es notablemente más grande que la relación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ del argón atmosférico (0.0034). Este punto de intercepción inicial y la aparentemente alta proporción de ^{36}Ar en cada análisis puede ser un efecto del contenido de fondo de isótopos de argón existente durante la realizaxción de los análisis, particularmente de ^{36}Ar . Las correcciones realizadas para paliar este efecto usando valores medidos en el transcurso del día, no alteraron la edad obtenida. Por lo tanto la edad de 121 Ma se considera estadística y analíticamente consistente y se interpreta como la edad de la retención del ^{40}Ar por el anfíbol

2.4.3. Discusión

La discusión sobre el significado de estas dataciones se realiza en diferentes apartados a lo largo de la memoria. En éste, baste llamar la atención sobre un hecho principal, la disconformidad de estas dataciones con las evidencias cartográficas. Las relaciones de

corte entre las tonalitas foliadas, los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y las tonalitas no foliadas indican una temporalidad en sus emplazamientos, ya explicada en apartados precedentes que, sin embargo, no se refleja en las dataciones. Otra circunstancia a considerar, que compete no sólo a las dataciones realizadas en el presente trabajo, sino, en general al conjunto de dataciones realizadas en la isla (Kesler et al 1991c), es la de la convergencia de la mayoría de ellas hacia el intervalo del Cretácico superior. El hecho de que esta convergencia se dé también en el caso de las tonalitas no foliadas, cuyas relaciones de corte con la Fm. Tireo indican una edad de emplazamiento claramente postcretácica, es sintomático y debe prevenir sobre la aplicación de las dataciones independientemente del contexto geológico. Por último, queda llamar la atención sobre la incongruencia de las dos dataciones, U/Pb ($87,6 \pm 0,3\text{Ma}$) y Ar/Ar ($84,6 \pm 1,5\text{Ma}$), realizadas en una misma muestra de tonalitas no foliadas, la segunda de las cuales da una edad más antigua que la de cristalización de la roca.

Fig. 3.1.1

segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico superior)-Cretácico inferior (Mann et al., 1991b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret, 1991, Pindel, 1994) (Fig. 3.1.2). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo. Como se verá más adelante, la presencia de una importante discordancia regional en el Aptiano-Albiano y el contraste en el estilo de la deformación por encima y por debajo de la misma, permite separar estos procesos en dos partes, los relacionados con la **tectónica pre-Albiano**, y los relacionados con la **tectónica del Cretácico superior-Eoceno**. A partir del Eoceno, en sectores más meridionales, fuera de la zona de estudio (p.e. Hojas 1:50.000 de Sabana Quéliz, San José de Ocoa, Azua, Padre Las Casas y Yayas de Viajama) la convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del cinturón de Peralta. Esta deformación se contempla en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del *Plateau* Oceánico del Caribe que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe), bajo el moribundo arco de islas (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991). En la zona de estudio, son escasas las estructuras asociadas a este proceso aunque es muy posible que el cabalgamiento de Hatillo (Hoja de Villa Altigracia), y los cabalgamientos de La Yautía, del río Yuna y las imbricaciones internas de la formación Tireo (Hoja de Arroyo Caña), estén relacionados con él.

Adicionalmente hay que tener en cuenta la **tectónica de desgarres** cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir **del Mioceno (hasta la actualidad)**, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieran soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la citada convergencia (oblicua) entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la Plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y el *Plateau* Oceánico. Esta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura

Fig. 3.1.2

Fig. 3.1.3

Fig. 3.1.4

- En sectores próximos, al NE de la zona de estudio, Lebron y Perfit (1993 y 1994) han descrito una importante discordancia en la base de unas calizas del Aptiano-Albiano la cual separa series infrayacentes, con un metamorfismo en facies de la prehnita-plumpelita, de series suprayacentes con ausencia de metamorfismo. Según estos autores las series tienen un quimismo diferente correspondiendo las primeras a suites de tipo "arco de isla primitivo" (PIA) y las segundas a suites de tipo "calcoalcalino" (CA), ambos tipos según la clasificación del magmatismo caribeño de Donnelly et al (1990). El hecho de que esta discordancia y el mismo tránsito en el quimismo de las series se haya observado en Puerto Rico y, parcialmente, también en Cuba, ha sido interpretado por los citados autores como la evidencia de un proceso de escala regional, concretamente la inversión en la polaridad de la subducción, que pasaría de tener un sentido NE antes del Aptiano-Albiano, a SO después. Sin entrar de momento a analizar esta interpretación geodinámica, el hecho es que la misma discordancia (base de la caliza de Hatillo) ha sido citada en el ámbito de la zona de estudio por Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutiérrez (1997) y, más concretamente, cartografiada en la Hoja de Hatillo, donde también separa series inferiores con una cierta deformación y un metamorfismo incipiente (Fm Los Ranchos), de series superiores sin apenas deformación y ausencia total de metamorfismo.

Aunque la discordancia de base de la caliza de Hatillo solamente es observable en la Hoja de Hatillo, su desarrollo regional es correlacionable con el hecho de que en el resto de la zona de estudio se reconozcan dos niveles estructurales en los que el grado metamórfico y el estilo de la deformación son absolutamente distintos. En el nivel estructural inferior las unidades son siempre metamórficas, generalmente con facies de los esquistos y subesquistos verdes, aunque a veces se alcanzan las facies anfibolíticas. La deformación asociada es muy intensa y suele producir una fábrica muy penetrativa, a veces heterogénea, de tipo milonítico-filonítico que se relaciona con el desarrollo de zonas de cizalla. En el nivel estructural superior las unidades no presentan metamorfismo ni tampoco una fábrica interna deformativa que, cuando se produce, es de tipo frágil y tiene un desarrollo local relacionado con el funcionamiento de alguna estructura concreta.

Al nivel estructural inferior pertenecen las siguientes unidades: la peridotita de Loma Caribe, el complejo Duarte, el complejo Río Verde, los esquistos de Maimón, la Fm Los

Fig. 3.2.1

Ranchos y la Fm Peralvillo Norte. Todas ellas se asimilan al intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior, algunas como el complejo Duarte (Jurásico superior) y la Fm Los Ranchos (Cretácico inferior) mediante dataciones paleontológicas relativamente aceptables y el resto, por la correlación de su deformación y metamorfismo con éstas. Al nivel estructural superior pertenecen las calizas de Hatillo y las Fms Las Lagunas, Siete Cabezas, Peralvillo Sur, Tireo, Don Juan y los Bañitos, casi todas ellas bien datadas dentro del intervalo Cretácico superior-Eoceno (Figs. 3.2.2 y 3.2.3)

- Atendiendo exclusivamente a las unidades metamórficas del bloque o nivel estructural inferior, la peridotita de Loma Caribe separa unidades de afinidad oceánica, al Oeste (complejo Duarte, *plateau* oceánico), de unidades muy probablemente correspondientes a estadios primitivos de arcos de isla, al Este (Río Verde - al menos en parte - , Maimón, Los Ranchos, Peralvillo Norte....). En este sentido, la peridotita puede marcar los restos de una sutura entre dos contextos geodinámicos distintos. En este caso y por las razones expuestas en párrafos precedentes, parece más acertado considerar una asociación ofiolítica del tipo “peridotita-complejo Duarte”, propuesta por Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997), que la de “peridotita-Fms Siete Cabezas y Peralvillo Sur” propuestas por Boisseau (1987), Mercier de Lepinay (1987) y Draper y Lewis (1991). No obstante, es preciso resaltar que no se han encontrado indicadores de un metamorfismo de alta presión relacionados con esta posible sutura.
- Pese a que sus contactos están siempre fallados, la presencia de unos diques a modo de canales de alimentación atravesando el complejo Duarte, permite considerar que el depósito de la Fm. Siete Cabezas ocurrió en sectores muy próximos a los actuales. En este caso, el particular quimismo de esta formación presenta problemas de interpretación (ver apartado correspondiente) y cuestiona la posible correlación, por criterios de campo, con las formaciones Peralvillo Sur y Tireo.
- Otro factor que contribuye negativamente al conocimiento de la zona de estudio es el de la ambigüedad de las dataciones absolutas, especialmente las que conciernen al emplazamiento de las intrusiones de los granitoides. Como se ha explicado en el apartado correspondiente (2.2), la mayoría de las dataciones de granitoides suelen dar, sistemáticamente, edades del Cretácico superior, estando muchas de ellas en franca confrontación con las claras relaciones de corte expresadas en la cartografía. Esta

- Cualquiera de los modelos estructurales que se consideren en la zona deben tener en cuenta la fuerte anomalía aeromagnética asociada al ridge peridotítico y que sugiere enraizamiento en profundidad del mismo (Fig. 3.2.3)

La complejidad estructural arriba mencionada se pone de manifiesto en la disparidad de los modelos estructurales propuestos por autores precedentes para explicar la presencia de este *ridge*. Entre éstos están los que proponen un emplazamiento de la lámina peridotítica hacia el Sur desde una zona de raíz de tipo alpino situada en la parte norte de la isla (Theyer, 1983); o los que proponen la asociación de la peridotita con las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur, del Cretácico superior, en un conjunto ofiolítico que se emplazaría hacia el norte, sobre rocas de un arco volcánico durante el Maastrichtiano (Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987; Draper y Lewis 1991) sugirieron un modelo similar a este último con la salvedad de que el conjunto ofiolítico se habría originado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas del Cinturón Metamórfico Central o Median Belt de Bowin (1960,1966); por último Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997), han propuesto la asociación ofiolítica peridotita-Complejo Duarte y, con criterios microestructurales más modernos, sugieren el emplazamiento hacia el Norte de la misma durante el Cretácico inferior y el desarrollo asociado de una importante zona de cizalla en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón).

3.3. Estructura de la zona de estudio

Bajo este epígrafe se hace la descripción y discusión de la estructura de la zona de estudio. Siguiendo las directrices marcadas anteriormente, ésta se aborda en tres apartados diferentes, la estructura relacionada con la tectónica pre-albiana, la estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior- Eoceno (o tectónica post-albiana) y la estructura relacionada con la tectónica de desgarres del Mioceno (superior)-actualidad. Previamente, se hace una breve descripción de las principales estructuras y del corte geológico, en ambos casos referidos al ámbito del cuadrante 1:100.000 de Bonaó.

Las principales estructuras de la zona de estudio se recogen en el esquema tectónico regional de la Fig. 3.2.2. De NE a SO son las siguientes:

Fig. 3.2.2

- El cabalgamiento de Hatillo (Bowin 1960, 1966), con vergencia NE y edad del Eoceno medio, que pone en contacto los esquistos de Maimón, del Cretácico inferior en el bloque de techo, con la caliza de Hatillo y la Fm. Las Lagunas, del Cretácico superior, en el bloque de muro. Hacia el SE la continuidad de este cabalgamiento es problemática dividiéndose su traza en dos ramales. El más meridional superpone los esquistos de Maimón sobre su equivalente menos deformado, la Fm. Peralvillo Norte, mientras que el más septentrional hace cabalgar a esta última formación sobre la Fm Don Juan, del Cretácico superior-Paleógeno.
- El cabalgamiento de Fátima (Draper y Gutierrez, 1997) con vergencia NE y edad cretácica inferior. Discurre por el interior de los esquistos de Maimón y en realidad divide la zona milonítica que caracteriza esta unidad en dos: la zona de Ozama, dominada por una deformación por cizalla simple, al SO y la zona de El Altar, en la que la deformación es de carácter mixto, cizalla simple-cizalla pura.
- La zona de falla de La Española. Se refiere al conjunto de fallas subverticales con movimiento en dirección que delimitan el *ridge* peridotítico. Dentro de esta zona se podrían considerar también las fallas de similares características que delimitan exteriormente las unidades adyacentes al *ridge*, Siete Cabezas y Peralvillo Sur.
- El cabalgamiento de la Yautía con vergencia SO y presumible edad eocena. Ocurre en el interior de la unidad de gabros y gabro-noritas de la Yautía y da lugar al desarrollo, en su bloque de techo, una zona de cizalla dúctil de más de 200m de espesor.
- El cabalgamiento del Río Yuna, de similares características al anterior y muy probablemente asociados al mismo proceso deformativo, produce la superposición del Complejo Duarte sobre la Formación Tireo. Hacia el Norte esta estructura parece haber sido reactivada como falla normal dando lugar a la denominada en la literatura falla de Bonaó que forma el límite occidental de la depresión con este mismo nombre. La prolongación septentrional de esta falla, fuera de la zona de estudio, se conoce con el nombre de falla de La Guácara.

Fig. 3.2.3

A tenor del carácter frágil de estas fábricas, de su asociación con los contactos por falla de la peridotita y de los sentidos de movimiento deducidos a partir de ellas, la mayoría de ellas se correlacionan bien con la tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad. No obstante, tanto a escala de afloramiento como, sobre todo, al microscopio es posible identificar una fábrica previa que está definida por la orientación plano-paralela de minerales serpentínicos, micas blancas y clorita, y por la elongación de venas concordantes rellenas de fibras de serpentina de grano fino y micas. Esta fábrica presenta un carácter no coaxial determinado por la orientación de los minerales retrógrados según dos familias de planos oblicuos que definen una fábrica compuesta de tipo SC y, normalmente, contiene una lineación de estiramiento (Lp) definida por la orientación de las fibras de serpentina. El aspecto más destacado de esta fábrica es su relación singenética con un metamorfismo retrógrado, el cual, muy probablemente, se produjo como consecuencia del emplazamiento de la peridotita a niveles corticales más someros durante la tectónica pre-Albiano. La actitud aproximadamente sinforme de esta fábrica en algunas transversales de la Hoja de Villa Altagracia, hizo contemplar, en un principio, la posibilidad de que ésta respondiera a una aloctonía de la lámina peridotítica sobre las unidades adyacentes. Sin embargo, como se ha señalado en repetidas ocasiones, la fuerte anomalía aeromagnética asociada a la peridotita y su simetría a ambos lados, consecuente con su gran continuidad lateral, indica un fuerte enraizamiento de la misma.

3.3.1.2. El Complejo Duarte y las tonalitas foliadas

En la zona de estudio, el Complejo Duarte se caracteriza por presentar una fábrica deformativa muy penetrativa (Sp o Sp-Lp) que está definida, en los esquistos máficos, por la orientación planar de cloritas y el aplastamiento de lentejones milimétricos cuarzo-plagioclásicos de tonos claros (Fig. 3.3.1 a), y en los esquistos anfibólicos y anfibolitas, por la orientación planar o plano-linear de anfíboles y un mayor aplastamiento de los mismos lentejones cuarzo-plagioclásicos (Fig. 3.3.1 b y c). La lineación (Lp) sólo tiene un desarrollo de carácter general en éstas últimas litologías, en las que está definida por la orientación unidireccional de prismas de anfíbol y el alineamiento de colas de recristalización en torno a porfiroclastos. Como se expresó en apartados precedentes, esta fábrica es milonítica y se relaciona con una deformación dúctil de carácter no coaxial como se deduce de la presencia de planos SC (Passchier y Trouw, 1996), venas de extensión aboudinadas de forma asimétrica, ribbons asimétricos de cuarzo, pull-aparts y localmente, en estadios avanzados de su evolución, la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (EEC de

Fig. 3.3.1

Platt y Vissers, 1980). La fábrica es sinmetamórfica y las transformaciones minerales asociadas a su desarrollo muestran, una evolución progradada-retrógrada que se pone de manifiesto por la superposición de fábricas de menor grado (esquistos verdes) sobre otras de mayor grado (anfíbolitas).

La distribución cartográfica de las anfíbolitas a modo de aureola térmica en torno a las intrusiones de tonalitas foliadas podría sugerir que el mayor grado metamórfico de estas rocas es consecuencia de un metamorfismo de contacto, el cual sería el responsable de la formación de las texturas corneánicas observadas a la meso y microescala. Sin embargo, la presencia en estas rocas de mayor grado, de una penetrativa fábrica plano-linear singenética previa, como la arriba descrita, indica la existencia en el Complejo Duarte de un gradiente metamórfico simultáneo, y posiblemente anterior, esto es, de carácter regional, a las intrusiones. La zonación metamórfica derivada de este gradiente y su evolución en términos de trayectorias P-T se describe con detalle en el apartado 2.3. Por otra parte, la presencia en las tonalitas foliadas de una fábrica deformativa planar subvertical paralela al contacto y el aplastamiento de xenolitos sugiere que la intrusión estuvo condicionada por el campo de esfuerzos imperante en esos momentos. Esta fábrica es protomilonítica y milonítica de tipo SC y está definida por la orientación planar de porfiroclastos de plagioclasa y hornblenda dentro de una matriz minoritaria constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. Como en el caso del encajante, la fábrica tiene carácter retrógrado, evolucionando desde las facies de las anfíbolitas a las de los esquistos verdes. La presencia en la aureola de contacto de las tonalitas foliadas, de anfíboles crecidos en condiciones estáticas, sobreimpuestos a la fábrica deformativa, permite considerar que el emplazamiento de estas intrusiones se produjo en condiciones sin a tardinemáticas o bien que produjo un recalentamiento cortical y un reaplastamiento de las fábricas previas.

La actitud de la fábrica en el conjunto del Complejo Duarte se representa en la proyección estereográfica de la Fig. 3.3.2. En los esquistos máficos, ésta suele tener una dirección NE-SO y un buzamiento al E, generalmente superior a los 50°. Sin embargo, en el entorno más inmediato de los *stocks* de tonalitas foliadas y dentro de ellas, la fábrica deformativa parece mimetizar el contorno perimetral de estos cuerpos, a la vez que las lineaciones minerales adquieren inmersiones subverticales. Esta circunstancia, que se ha podido comprobar en la terminación SO del *stock* de tonalitas de La Privada mediante un recorrido de campo, se puede explicar por los siguientes procesos:

Fig. 3.3.2

a) La intrusión de las tonalitas causaría la deformación dúctil del encajante debido a que éstos han intruido de manera forzada o mediante mecanismos de *ballooning*. El calor suministrado por las tonalitas sería el responsable del gradiente metamórfico que se observa en la actualidad. Asimismo, la foliación existente en las tonalitas sería causada por este mismo mecanismo de emplazamiento.

b) Se trataría de intrusiones sincinemáticas localizadas en una zona más deformada, de carácter tabular (por ejemplo una zona de cizalla) que ha sido plegada con posterioridad, dando lugar a la existencia del patrón cartográfico existente en la actualidad. Esta idea también estaría de acuerdo con la naturaleza foliada de las rocas intrusivas.

Las dos hipótesis planteadas son difíciles de contrastar debido a la escasez y limitada calidad de los afloramientos y, sobre todo, a la ausencia de niveles cartográficos de referencia que permitan deducir la estructura regional del Complejo Duarte. No se han encontrado afloramientos en los que pueda demostrarse, de manera inequívoca, las relaciones estructurales existentes entre las rocas del Complejo Duarte y las tonalitas foliadas. El sistemático sentido de movimiento hacia el NE que parecen indicar las fábricas en la mayoría de los afloramientos, apunta hacia la segunda hipótesis. Sin embargo, lo más probable es que hayan participado los dos procesos descritos. Las trayectorias P-T descritas para el Complejo Duarte deducen una evolución progradada, que quizá se pueda relacionar con la colisión de un *plateau* oceánico con el primitivo arco de isla de La Española, y una evolución retrógrada, a la que se asocia la formación continua de fábricas no-coaxiales, que quizá se inicie con la obducción de una ofiolita (Complejo Duarte-peridotita de Loma Caribe) y su incorporación a la cuña orogénica en el Aptiano-Albiano. En este contexto, las tonalitas foliadas derivarían de los procesos de fusión parcial relacionados con el engrosamiento cortical y serían incorporadas como intrusiones sin-tardicinemáticas a los procesos deformativos relacionados con la obducción.

Por último, conviene hacer mención al reciente trabajo de Lapierre et al (1999)). Para estos autores, la datación de una picrita y una anfibolita, en las proximidades de la localidad de Villa Altagracia, como Cretácico superior (86.1 y 86.7 Ma, método Ar/Ar), implica la existencia, dentro de este mismo complejo, de un magmatismo tardío, afín al que constituye el *plateau* oceánico del Caribe. Según estos autores, la intrusión de este magmatismo y su implantación sobre la una corteza oceánica “normal” de edad Jurásico superior, que

representaría fragmentos de la primitiva “proto”-placa caribeña, sería la causa del metamorfismo en facies anfibolítica del Complejo Duarte. A este respecto conviene señalar que la existencia de una fábrica sinmetamórfica en las anfibolitas invalida completamente este modelo. Por otra parte, la visita al afloramiento donde supuestamente se tomaron las muestras, si bien pone de manifiesto el carácter aparentemente indeformado de las picritas, sin embargo no evidencia la supuesta geometría discordante de este volcanismo tardío. Más bien al contrario, igual que ocurre con las intrusiones de diabasas (ver apartado 2.1.1.2.1), estas picritas parecen estar englobadas por la fábrica regional del complejo y podría tratarse por lo tanto de una distribución heterogénea de la deformación. De hecho éste es un sector en el que el Complejo Duarte tiene un grado metamórfico bajo, llegándose a reconocer en algunos afloramientos estructuras ígneas originales, como puede ser este caso. Por otra parte, un volcanismo extensivo y a gran escala como el que proponen estos autores, debería ser ampliamente reconocible en la región como es, por ejemplo el volcanismo de Siete Cabezas y, sin embargo, estas picritas forman afloramientos escasos y aislados. Por último, sin cuestionar la validez de las dataciones citadas, hay que llamar la atención una vez más sobre la repetitiva convergencia de todas las dataciones absolutas al Cretácico superior.

3.3.2. La estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior- Eoceno (o post-Albiano)

Como se ha descrito en varias ocasiones, las formaciones post-Aptiano se distinguen por su carácter no metamórfico y por la ausencia de una fábrica deformativa generalizada. Pese a que los contactos actuales de la mayoría de estas formaciones están constituidos por fallas, se considera que todas ellas eran originalmente discordantes sobre el bloque infrayacente de unidades metamórficas, conformando lo que en este trabajo se ha denominado bloque o nivel estructural superior. El único caso en el que se ha podido constatar el carácter discordante de estas formaciones es el ya citado de las calizas de Hatillo, que en la mina de Pueblo Viejo (Hoja de Hatillo) se apoyan mediante un conglomerado basal sobre la formación plegada y ligeramente metamorfizada de Los Ranchos. Esta circunstancia es especialmente importante por cuanto se trata de dos formaciones bien datadas como Cretácico inferior, la Fm Los Ranchos (Kesler et al., 1991a) y como Albiano- Cenomaniano, las calizas de Hatillo (Bowin 1966; Russel y Kesler, 1991) lo que ha permitido asignar la discordancia al tránsito Aptiano-Albiano. Esta discordancia se ha reconocido también en determinados puntos de la Cordillera Oriental (Bourdon, 1985) así como en Puerto Rico y

posiblemente Cuba y a ella se ha asociado un cambio de quimismo en el volcanismo (Lebron y Perfit, 1993,1994) cuyas implicaciones se han explicado en el apartado anterior.

En la zona de estudio, el periodo comprendido por el Cretácico superior hasta la parte inferior del Eoceno está dominado por el desarrollo de los procesos magmáticos que dieron lugar a la evolución del arco de islas como consecuencia de una subducción con polaridad SO. De estos procesos magmáticos forma parte el volcanismo de la formación Tireo que se concentra a lo largo del eje del arco; o el de las formaciones Las Lagunas y, posteriormente, San Juan y, Los Bañitos, que ocupan posiciones más frontales del mismo, posiblemente alguna de ellas correlacionables con una cuenca delantera de arco; así como también el de las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur, cuya posición intermedia en el arco, y su particular quimismo, plantea serios problemas paleogeográficos (ver capítulo de Historia Geológica). Dentro de los mismos procesos magmáticos ocurridos en este periodo, se encuadran las intrusiones del batolito de Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y, posteriormente, de los *stocks* de tonalitas no foliadas, ambos sin deformación interna.

En el periodo Cretácico superior-Eoceno, los principales procesos deformativos se concentran al final del mismo en forma de cabalgamientos frágiles con vergencias al NE (cabalgamiento de Hatillo), o dúctil/dúctil-frágiles (cabalgamientos del Río Yuna o La Yautía) con vergencias al E o SO. Previamente, las deformaciones son escasas y parecen reducirse a determinados movimientos en la vertical que se ponen de manifiesto por la presencia de algunas discordancias. Entre éstas destacan las que aparecen en sectores orientales (Hoja 1:50.000 de Villa Altagracia) a la bases de las formaciones Don Juan y Los Bañitos. La primera es una discordancia maastrichtiana y por encima de ella se desarrollan los conglomerados de base de la Fm. Don Juan. Boisseau (1987) identifica esta discordancia con una importante fase tectónica producida por el emplazamiento hacia el Norte de un conjunto ofiolítico formado por la peridotita y las formaciones Peralvillo Sur y Siete Cabezas. En el presente trabajo no se ha encontrado ninguna evidencia de esta fase tectónica, al menos en el sentido descrito por Boisseau (1987) y en su lugar, la citada discordancia se supone relacionada con levantamientos locales del frente del arco y, quizá simultáneamente, con el avance y retroceso de la cuenca delantera de arco. Idéntica interpretación, aunque para al tránsito Paleoceno–Eoceno, se puede aplicar a la discordancia de base de la Fm. Los Bañitos.

aumentan su anchura hacia el plano de cabalgamiento en las cuales las rocas se encuentran más intensamente deformadas a medida que nos movemos en esa misma dirección. En los sectores más alejados del plano de cabalgamiento las estructuras dominantes son fallas de carácter frágil que no producen deformación interna y que preservan los bandeados magmáticos originales. Es posible que algunas de estas fallas hayan sufrido rejugos posteriores ya que en ocasiones presentan movimientos en dirección y normales más de acuerdo con la cinemática reciente que con la que se deduce de las estructuras dúctiles que se describen más adelante. En la Fig. 3.3.3 se presenta la proyección estereográfica de los valortes del bandeo magmático de las gabro-noritas y de la esquistosidad de cizalla asociada al cabalgamiento de La Yautía.

La secuencia de deformación continúa hacia el plano de cabalgamiento con la aparición de zonas de cizalla más dúctiles, centimétricas, que tienen geometría anastomosadas y que preservan rocas sin deformar en su interior con forma de almendra. Cuando las “almendras” son asimétricas indican movimientos del bloque de techo hacia el Oeste. Estas pequeñas zonas de cizalla no parecen generar rocas foliadas sino que en ellas se producen harinas de falla derivadas de procesos cataclásticos. Hacia niveles estructurales más bajos comienzan a ser abundantes las venas sigmoidales, generalmente rellenas de epidota y de cuarzo. Estas venas son buenas marcadoras de criterios cinemáticos, los cuales dan un sistemático movimiento del bloque de techo hacia el Oeste. En estos niveles también es común observar cómo algunos diques que cortan a las gabro-noritas con buzamientos elevados, han sido deformados dúctilmente en bandas estrechas, de manera que se encuentran adelgazados y desplazados sin haber sufrido una rotura frágil. Los criterios que suministran estas estructuras son coincidentes con los descritos previamente. A partir de este punto comienza a identificarse una foliación incipiente de orientación aproximada N-S e inclinada hacia el Este. Esta foliación incipiente se convierte gradualmente en una foliación de carácter protomilonítico que progresa rápidamente a una foliación milonítica en finas bandas. En estas rocas los porfiroclastos están constituidos bien por fragmentos de las propias gabro-noritas o por fragmentos de las venas de epidota que se rompen y adquieren geometría de *pods* redondeados con colas de presión asimétricas que actúan como buenos criterios cinemáticos. En las zonas más próximas al cabalgamiento, la roca se encuentra totalmente milonitizada, con una foliación muy penetrativa que en ocasiones puede volverse a replegar dando lugar a pliegues asimétricos. Esta foliación tiene una orientación bastante homogénea, subparalela al plano de cabalgamiento y sobre ella se observa, localmente, una lineación de estiramiento con una inmersión generalizada hacia el E.

Fig. 3.3.3

En una posición más occidental, el cabalgamiento del Río Yuna produce la superposición del Complejo Duarte sobre la Fm. Tireo. El plano de este cabalgamiento aflora en distintos puntos a lo largo del cauce del río Yuna con una dirección N-S y un buzamiento al Este de unos 40°-60°, y se prolonga al Norte en la Hoja de Bonao donde está reactivado o interrumpido por una falla normal subvertical que omite el afloramiento del Complejo Duarte y da lugar al límite occidental de la depresión con el mismo nombre. Hacia el Sur, este cabalgamiento queda oculto bajo los depósitos cuaternarios del valle de Rancho Arriba, siendo muy dudosas sus relaciones de corte con el *stock* de tonalitas no foliadas que ocupan este valle. El cabalgamiento del Río Yuna lleva asociado el desarrollo de zonas de cizalla de tipo dúctil/dúctil-frágil tanto en el bloque de techo como en el de muro, en el primer caso con un espesor entre 500 y 1.000ms y en el segundo de unos 200m. Estas zonas de cizalla tienen a la macroescala una geometría subtabular y dentro de ellas se reconoce una fábrica planar muy intensa de carácter milonítico subparalela al plano de cabalgamiento, que reorienta la fábrica original del Complejo Duarte, y una lineación mineral determinada, sobre el plano de la fábrica milonítica, por el estiramiento de anfíboles y *rods* o varillas de cuarzo. En sección es frecuente que las venas de cuarzo dibujen un fuerte plegamiento isoclinal en el que las charnelas están generalmente rotadas en el sentido del movimiento. Aunque los afloramientos de las rocas de falla de este cabalgamiento son menos determinantes que en el caso de la zona de cizalla de La Yautía, los criterios cinemáticos, confirmados en los estudios de láminas delgadas, indican un movimiento del bloque de techo hacia el Oeste.

Tanto en el cabalgamiento de La Yautía como en el del Río Yuna, las asociaciones minerales singenéticas con las deformaciones ponen de manifiesto el carácter retrógrado, con hidratación, de ésta. Las microfábricas son en uno y otro caso muy similares. En relación al cabalgamiento de la Yautía, las rocas gabro-noríticas exhiben un amplio rango de deformación, *recovery* y recristalización del cuarzo, la plagioclasa y el anfíbol (Fig. 3.3.4 d, e, y f). Los piroxenos de las rocas deformadas más alejadas del contacto tectónico, presentan varias texturas de deformación plástica intracristalina, tales como maclas e irregularidades en la extinción, además de coronas de reemplazamiento a epidota y anfíbol verde y, en sectores, fracturas rellenas de clorita, mica blanca y actinolita. La plagioclasa aparece recristalizada y/o reemplazada a un fino agregado de epidota, sericita y cuarzo. La retrogradación produce en estos niveles una asociación mineral compuesta por clorita, epidota, mica blanca y actinolita, indicativa de la facies de los esquistos verdes. En las rocas próximas al cabalgamiento, la foliación milonítica relacionada está caracterizada por una

Fig. 3.3.4

extensiva recristalización dinámica del cuarzo formando *ribbons*, recristalización parcial o deformación interna de los anfíboles, y recristalización parcial de la plagioclasa. Este comportamiento es consistente con deformación en condiciones de la facies anfibolítica media (Simpson, 1985). La asociación mineral estable en la Sp, formada por hornblenda, plagioclasa, epidota, esfena y opacos, es también indicativa de dichas condiciones. La asimetría de porfiroclastos de ortopiroxeno localizados en dicha foliación, indica una deformación no-coaxial y establece un sentido de cizallamiento de techo hacia el O, concordante con los indicadores de cizalla a la mesoescala. En estas milonitas, la plagioclasa y la hornblenda son reemplazados en *pull-aparts*, abiertos a alto ángulo respecto a la lineación de estiramiento, por una asociación propia de la facies de los esquistos verdes, compuesta por epidota, clorita y actinolita, lo que proporciona evidencias texturales del carácter retrogrado del cizallamiento asociado a los cabalgamientos.

En el bloque de techo del cabalgamiento del Río Yuna, la microfábrica está caracterizada por el desarrollo de fábricas protomiloníticas y miloníticas, *boudinage* asimétrico a todas las escalas y plegamiento intrafoliar, a lo largo de una banda de metabasitas de varios centenares de metros de potencia pertenecientes al Complejo Duarte (Fig. 3.3.5 f). Localmente, el cizallamiento afecta también a la intrusión de gabro-noritas y a las tonalitas no foliadas. En estas últimas litologías se superpone una variable deformación dúctil e hidratación retrógrada de los ferromagnesianos ígneos. Las microtexturas observadas consisten en la formación de un anfíbol actinolita metamórfico a partir de la hornblenda ígnea, y el reemplazamiento pseudomórfico de la plagioclasa por epidota, albita, clorita y cuarzo. El cuarzo se presenta como agregados ovoides aplastados, en los que ha recristalizado por mecanismos de rotación de bordes de grano. Los esquistos máficos del Complejo Duarte próximos al contacto se caracterizan por presentar texturas miloníticas. Las microestructuras visibles consisten en una recristalización parcial de los agregados de cuarzo, plasticidad de baja temperatura y recristalización menor de la plagioclasa y su reemplazamiento por mica blanca en fracturas extensionales. Los porfiroclastos de anfíbol y ortopiroxeno aparecen con una fuerte deformación interna. Estas microestructuras son en sentido amplio indicativas de deformación bajo condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. Tanto en los esquistos máficos miloníticos, como en las rocas más ricas en cuarzo (cuarzo-anfibolitas), la asimetría de porfiroclastos y la orientación oblicua interna de fábricas y subfábricas en agregados de cuarzo, indica que los niveles estructurales altos se movieron hacia el O durante el cizallamiento dúctil inverso.

Fig. 3.3.5

Fig. 3.3.6

En las rocas muy deformadas del contacto, las texturas son filoníticas y, a lo largo de bandas, cataclásticas. En las rocas filoníticas, los *ribbons* de cuarzo muestran un fuerte aplastamiento y una generalmente baja recristalización, excepto en regiones con intensificación de la deformación alrededor de porfiroclastos de plagioclasa. En ellos, la recristalización del cuarzo tiene lugar por mecanismos de rotación de bordes de grano. Los feldespatos muestran evidencias de baja plasticidad o han sido fragmentados por microfracturas abiertas a alto ángulo respecto a la Lp. Estas texturas, junto con la retrogradación del clinopiroxeno y la hornblenda ígneas a elementos de la fábrica Sp, definidos por agregados de actinolita, calcita, epidota y clorita, son indicativas de deformación en condiciones de la parte de menor-T de la facies de los esquistos verdes. Las bandas cataclásticas se caracterizan por pequeños porfiroclastos redondeados de cuarzo y plagioclasa, envueltos en una masa filosilicatada de grano muy fino y variablemente esquistosada, en la que destacan algunas cloritas y micas blancas. Asociadamente, se forman venas rellenas de calcita que son rotadas y paralelizadas con la Sp (Fig. 3.3.5 h). En la Fig. 3.3.6 se presenta la proyección estereográfica de los valores de la esquistosidad de cizalla y la lineación asociada a este cabalgamiento.

Considerando la edad post-Maastrichtiano (post-Tireo) de los *stocks* de tonalitas no foliadas afectados por los cabalgamientos de la Yautía y del Río Yuna, la edad de estas estructuras es, necesariamente, paleógena. Sin embargo no es posible hacer más precisiones dentro de este intervalo. De forma tentativa se sugiere interpretar estos cabalgamientos como los primeros y más profundos de una secuencia normal o hacia el antepaís con vergencia SO, la cual comenzó, quizá a partir del Eoceno, en el basamento de arcos de islas de La Española, y se propagó, ya en el Mioceno inferior, al cinturón de Peralta (ver capítulo de Tectónica de las hojas de Sabana Quéliz, San José de Ocoa y Azua).

3.3.3 La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad.

La tectónica de desgarres de la isla de La Española tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden que en sectores regionalmente orientales forman los límites de la fosa del Caimán desde donde penetran en la isla e individualizan la microplaca de Gonave (Fig. 3.3.7). Según Mann et al. (1995) y Dolan y Mann (1998), esta microplaca está, desde el Mioceno medio, en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ellas.

Fig. 3.3.7

La apertura del surco de Caymán se inició a partir del Eoceno medio, en un contexto trantensivo, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre la Plataforma de Las Bahamas y el Gran Arco de Islas del Caribe. Este proceso culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla, generalizándose dentro de ella la tectónica de desgarres, una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados.

Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann, 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, *offshore*, y por la falla Septentrional, *onshore*, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan et al., 1998) (Fig.3.3.8). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la falla de Enriquillo-Plantain Garden, también con movimiento sinistral, que tiene su terminación oriental en la zona situada al norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua) (Fig. 3.3.9). En el presente trabajo se especula con la posibilidad de que esta terminación produzca una tectónica localizada, aparentemente sobrepuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes.

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

Fig. 3.3.8

Fig. 3.3.9

(Tchalenco, 1968), las primeras se podrían asimilar a fallas de tipo "D", las segundas a fallas de tipo "P", y las terceras a fallas de tipo R (Fig. 3.3.9). Pese a que estas fallas se han observado en todo el ámbito de la zona de estudio su distribución a escala regional parece adecuarse a bandas o corredores (Mapa de lineamientos, Proyecto SYSMIN de Riesgos Geológicos, inédito, 1999), indicando una localización o partición de la deformación por cizalla. En este sentido, la parte del cinturón de Peralta comprendida en las Hojas de San José de Ocoa, Yayas de Viajama y Padre Las Casas podría corresponder a uno de estos corredores.

Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes en el sector NO de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, donde coexisten y son desplazadas por las de dirección E-O, en este caso minoritarias. En esta zona, las fallas de dirección NO-SE forman la mayoría de los límites entre los principales terrenos o unidades cartográficas y de hecho se interpretan como contactos previos, estratigráficos, intrusivos o tectónicos, que por su orientación favorable han sido reactivados como fallas de componente sinistral inversa o inversa durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al., 1984) (Fig. 3.3.9). Siguiendo esta interpretación, Mann et al. (1991 b) sugieren que las principales provincias morfoestructurales del interior de la isla consisten en elevaciones estructurales y valles intermedios cuyos límites más recientes están formados o reactivados por fallas de dirección NO-SE. Entre las fallas de dirección NO-SE más importantes del cuadrante 1:100.000 de Bonao, hay que destacar la zona de falla de La Española (*La Hispanola Fault Zone*, Mann et al., 1991 b), a la que se asocia el afloramiento del importante *ridge* de peridotitas que con dirección NO-SE atraviesa diagonalmente la zona (Fig. 3.2.2). Este *ridge*, que con una longitud superior a los 100km se ha reconocido en zonas de *offshore* al SE de Santo Domingo, tiene un importante registro en el mapa de anomalías aeromagnéticas de la isla (CGG, 1998) y constituye un buen ejemplo de una estructura heredada, posiblemente una sutura, reactivada como falla esencialmente sinistral durante la transpresión neógena. Un poco más al NE, el cabalgamiento de Hatillo está bien datado como una estructura del Eoceno medio, aunque no se descarta que también tenga una cierta reactivación como falla sinistral durante la misma fase transpresiva.

Dentro de este contexto de zona transpresiva o *restaining bend*, Mann et al. (1991 b) citan la presencia de *grabens* y pequeñas cuencas alineadas según la dirección regional de máximo esfuerzo NE-SO a ENE-OSO (Dolan y Mann, 1998). En la zona de estudio se observan

numerosas fallas con esta dirección que, sin llegar a la categoría mencionada, al menos muchas de ellas canalizan potentes depósitos aluviales que están alineados a favor de cauces de ríos actuales. Aunque alguna de estas fallas pudiera tener su origen en tectónicas previas, por ejemplo como fallas de transferencia del movimiento asociadas a cinturones de pliegues y cabalgamientos, es posible que muchas de ellas hayan sido reactivadas como fallas normales durante la tectónica transpresiva. Un caso particular es el de la cuenca de Bonao que, con una forma triangular, ocupa el sector central de la Hoja con este mismo nombre (Fig. 3.2.2). Los límites occidental y oriental de esta cuenca son activos, correspondiendo, respectivamente, a la fallas de Bonao y de la Española; el límite meridional es pasivo y está formado por los relieves de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y del Complejo Duarte. De los dos límites activos el más importante es, sin duda, la falla de Bonao a lo largo de la cual se concentran los ápices de potentes abanicos aluviales actuales y subactuales. Esta falla tiene una importante componente normal o normal-dextral y sus efectos más significativos son, aparte del desarrollo de la propia cuenca, la omisión del Complejo Duarte y del cabalgamiento del Río Yuna, que probablemente queden ocultos bajo los depósitos cuaternarios.

materiales fluviales, los depósitos clásticos presentan gradación positiva, estratificación cruzada e imbricación de cantos. Los diámetros de los clastos son bastante variables oscilando generalmente entre 5 y 20 cm y el grado de rodamiento es alto-muy alto y medio en los conos aluviales. Los términos lutíticos poseen un carácter más masivo e incluyen cantos dispersos.

Los fondos de valle representan los depósitos más ligados a los cauces actuales. Se distribuyen por toda la Hoja de acuerdo con la estructuración de la red. Desde el punto de vista cartográfico, su gran desarrollo longitudinal contrasta con la escasa anchura que presentan, (generalmente de orden decamétrico), reflejando el acusado encajamiento de la red fluvial. Su potencia raramente supera los 5 m.

Los depósitos de llanura de inundación corresponden a las áreas anegables durante las avenidas estacionales y en cierto modo constituirían la terraza más baja. En la Hoja presentan un desarrollo destacable en el valle del Nizao y de forma más localizada en el Maimón. En ambos casos caracterizan una red trezada con multitud de brazos inactivos en aguas bajas. Su espesor es moderado, de orden métrico.

Los depósitos de terrazas se han reconocido en la mayor parte de los cauces de la red principal. Se encuentran ampliamente representados en la Cuenca de Arroyo Caña, especialmente en el valle del Banilejo, y poseen también un desarrollo longitudinal destacable en los ríos Yuboa, Maimón, Guanamito, Haina y Mahoma, apareciendo de forma más aislada en el valle del Yuna y en otros cursos de la red secundaria (arroyos Sonador, Arenoso, Sonadorcito, Prieto y Derrumbado). Se han agrupado en dos conjuntos de acuerdo con su posición respecto al cauce: Terrazas bajas que comprenden los niveles inferiores, con cotas de +1-3 m sobre el curso actual, y terrazas medias-altas que incluyen todas aquellas que se encuentran descolgadas de los cauces alcanzando cotas relativas de hasta +40 m. No se observan buenos cortes, estimándose su potencia en unos 5 a 15 m.

Los conos aluviales se han distinguido exclusivamente en los bordes de la Cuenca de Arroyo Caña. Presentan en planta una extensión hectométrica y su potencia se cifra en unos 10-20 m. Los depósitos están representados por niveles clásticos con gradación grosera en alternancia con horizontes lutíticos.

Entre las formas erosivas destacan las relacionadas directamente con el encajamiento de la red. La incisión lineal es muy acusada y motiva la generación de laderas generalmente muy pronunciadas (con predominio de pendientes superiores al 30%) y encajamientos que en muchos casos son del orden de varios cientos de metros. Refleja el patrón dendrítico de la red y presenta una mayor incisión y estructuración sobre materiales de origen sedimentario y vulcano-sedimentario, (Fm. Tireo, Complejo Duarte y Fm. Siete Cabezas), que sobre substratos constituidos por rocas plutónicas (Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y tonalitas no foliadas) donde se establece una orografía más suavizada y una disposición del drenaje de tendencia más radial. Los interfluvios presentan formas consecuentes con el comportamiento de la red. Corresponden en su mayor parte a aristas, más pronunciadas y estrechas cuanto mayor es el grado de incisión de la red. De este modo los interfluvios son más alomados y menos definidos cuando se desarrollan sobre rocas plutónicas y presentan una distribución radial o anárquica. La mayoría de cauces muestran escarpes importantes en sus márgenes denotando la celeridad de los procesos de encajamiento.

En algunas áreas de pendientes medias y laderas alomadas que se desarrollan sobre sustrato de rocas plutónicas se observan formas generadas por arroyada en requeros o sin cauce definido que reflejan fase iniciales de incisión de la red.

Los procesos de erosión lateral del cauce y acarcavamiento se producen mayoritariamente en zonas donde el sustrato está muy alterado y muestra una escasa resistencia a la erosión.

Finalmente los saltos de agua se desarrollan principalmente en la parte más occidental de la Hoja donde se encuentran los principales relieves y los mayores desniveles.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Los depósitos de origen poligénico corresponden en la Hoja de Arroyo Caña a glacis. Litológicamente están constituidos por lutitas y arenas con gravas y cantos cuya naturaleza depende de la litología del área fuente. Son materiales similares a los de los conos de deyección de modo que muestran un grado medio de rodamiento en los cantos y una moderada organización en los depósitos.

Los glacis de ladera se reconocen en las cabeceras de los ríos Banilejo, Mahoma, Yuboa, Maimón y Guanamito. Se concentran en las parte bajas de la laderas y constituyen formas

acumulativas de moderada extensión que tienden a adoptar una disposición longitudinal subparalela al cauce. Su potencia raramente alcanza los 10 m.

Los glacis de acumulación aparecen exclusivamente en la margen izquierda del Guanamito donde registran una extensión considerable, de orden hectométrico a kilométrico, y poseen potencias notables, a veces próximas a los 30 m. Se desarrollan a cotas comprendidas entre 10 y 40 m sobre los cauces actuales y presentan una cierta correlación con las terrazas altas. Los depósitos muestran una mayor organización que los glacis de ladera observándose localmente estratificación cruzada e imbricación de cantos.

Las formas no deposicionales más extensas corresponden a las superficies de erosión. La superficie más antigua se encuentra muy desmantelada y se preserva localmente en las principales líneas de cumbres apareciendo como ensanchamientos y rellanos en las aristas principales a cotas comprendidas entre 1300 y 1500 m. Otras superficies más bajas se desarrollan en la parte central de la Hoja, a las cotas de 1000-1100 y 800-900 reconociéndose también en posiciones más noroccidentales donde se encuentran muy disectadas. Al NE se preservan algunos vestigios de una superficie más baja, actualmente muy desmantelada entre los 300 y 400 m de altitud.

Una de las formas poligénicas más características en la región son las grandes aristas que sin embargo en la Hoja adquieren un escaso desarrollo circunscribiéndose al extremo NO de la misma.

Los inselbergs constituyen relieves relictos y son muy frecuentes en la Hoja destacando en las principales aristas de los interfluvios. Presentan generalmente morfologías cónicas o subpiramidales bastante acusadas.

4.3. Evolución dinámica

La estructuración actual del relieve comienza en el Neógeno donde se establece en la región una configuración paleogeográfica semejante en términos generales a la actual .

Muchos de los procesos de incidencia directa sobre el relieve iniciados en el Neógeno se mantienen activos en la actualidad. En este sentido hay que hacer notar la influencia de la naturaleza y estructuración del sustrato sobre el relieve de modo que en los terrenos de la Hoja ocupados por series sedimentarias y vulcanosedimentarias los elementos orográficos

se disponen de acuerdo con las directrices generales de la cadena (NE-SO a N-S) mientras que en las áreas con exposición de rocas plutónicas presentan una disposición más anárquica.

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado se encuentran en relación directa con la instalación de la red. El levantamiento mantenido de la isla, unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, propicia el espectacular encajamiento de la red y el rápido desmantelamiento de las formas más antiguas.. La intensa actividad originada a partir de la instalación de la red de drenaje se evidencia por el predominio de formas erosivas de origen fluvial: incisión lineal, interfluvios en aristas, cabeceras de cárcavas, erosión lateral de los cauces, saltos de agua y escarpes en los márgenes de los cursos. Las formas de acumulación fluviales marcan los distintos episodios de encajamiento. Las terrazas altas y medias se encuentran muy desmanteladas, hasta 40 m por encima del cauce próximo. Las terrazas bajas se disponen longitudinalmente al cauce a cotas relativas de +5-10 m, y las llanuras de inundación y fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial. Los conos aluviales se desarrollan de forma localizada a la salida de algunos arroyos al Valle de Arroyo Caña. Aunque se encuentran algo disectados permanecen activos y constituyen una fuente importante de aporte de sedimento a la cuenca.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos y consisten en coluviones y deslizamientos. Otras formas de ladera (cambios buscos de pendiente y facetas triangulares) aparecen de forma puntual en la Hoja relacionándose con diversos procesos.

Las formas poligénicas se relacionan con procesos de actividad muy dilatada en el tiempo de modo que las más antiguas raramente se han preservado de la erosión. No obstante es posible observar algunos restos de superficies de erosión altas, a cotas superiores a los 1300 m, cuyos depósitos correlativos no se han conservado, son frecuentes los inselbergs, constituyendo elevaciones aisladas y localmente se reconocen grandes aristas desarrolladas en líneas de cumbres más altas. Otras superficies de erosión más bajas se distribuyen en distintas zonas de la Hoja. Se encuentran en términos generales bastante disectadas y se desarrollan a los siguientes intervalos de cotas: 1100-1000 m, 900-800 m y 300-400 m. Las dos primeras no conservan depósitos correlativos en la Hoja, a diferencia de la superficie más baja que parece estar en relación con el sistema de glaciares existente en la

cabecera del Guanamito presentando una cierta correlación con las terrazas altas-medias del río.

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

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

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

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red y desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión. En las cuencas de Arroyo-Caña y Villa Altagracia, en el valle del Guanamito, que representan las dos principales áreas de acúmulo de sedimentos cuaternarios, se inicia en la actualidad una etapa de vaciado evidenciada por el establecimiento de una red de drenaje más eficaz.

Los riesgos geológicos más importantes consisten en inundaciones o avenidas y fenómenos de inestabilidad en laderas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valle y llanuras de inundación. En estos casos los riesgos se acentúan debido a la espectacular incisión de la red generando fondos de valle muy estrechos y encajados.

Las terrazas bajas registran un riesgo algo más bajo de inundación si bien constituye un fenómeno relativamente frecuente en avenidas estacionales. Las terrazas medias e incluso presentan también inundaciones eventuales limitándose a grandes riadas normalmente relacionadas con el paso de huracanes.

Los conos aluviales muestran una notable actividad en momentos de lluvias torrenciales desaguando a los valles volúmenes considerables de sedimentos.

Los procesos de erosión del suelo son importantes en todas las áreas con pendientes pronunciadas debido a la gran velocidad con que se encaja la red generándose incisiones notables en el sustrato, (incisión lineal, regueros, cárcavas etc), en periodos de tiempo muy cortos. En los principales cursos se producen también destacados encajamientos correspondientes a escarpes en sus márgenes o a fenómenos, muy activos en la Hoja, de erosión lateral del cauce.

Las principales inestabilidades en laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. El proceso más común y consecuentemente el riesgo más elevado corresponde a los deslizamientos, que se producen en laderas pronunciadas a partir de materiales más o menos sueltos sobre substratos muy alterados. Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones que representan formas activas de acúmulo de materiales inestables en laderas.

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

5. HISTORIA GEOLOGICA

La comprensión de la Historia Geológica de la Hoja de Arroyo Caña no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio como es el que contempla el grupo de territorios incluidos en el cuadrante 1:100.000 de Bonao los cuales tienen como característica común su pertenencia al conjunto de formaciones de arco de isla de La Española. Por esta razón en el presente capítulo se hará referencia, para una mayor claridad del mismo, a diversas formaciones o relaciones entre formaciones que no están representadas en la presente Hoja pero sí en sectores próximos correspondientes al citado cuadrante 1:100.000 de Bonao. Para mayor información sobre estas unidades se sugiere consultar las memorias de las Hojas 1:50.000 contiguas de Villa Altagracia, Hatillo y Bonao. Además, en algún caso también se hará mención, para la mejor comprensión de la evolución geológica de la región, a unidades o procesos que han tenido lugar en zonas contiguas al Oeste, especialmente las correspondientes a los cuadrantes 1:100.000 de Constanza y Azua, también estudiadas en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

En la reconstrucción de la evolución paleogeográfica de la región se contemplan tres grandes etapas:

- El nacimiento y desarrollo de un arco de islas primitivo durante el intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior.
- El crecimiento y expansión del arco de islas de La Española durante el intervalo Cretácico superior-Eoceno.
- La evolución desde el Eoceno superior hasta la actualidad, en un contexto de colisión oblicua con el margen meridional de la placa americana

5.1. El arco de isla primitivo del Cretácico inferior

Con los datos ahora disponibles, el proceso que se contempla para explicar la deformación y el metamorfismo de las unidades pre-Albianos es el propuesto por Draper et al. (1995,1996)

y Draper y Gutierrez (1997), es decir la obducción hacia el N/NE de una corteza oceánica anómalamente engrosada o *plateau* (basaltos y sedimentos asociados del Complejo Duarte) y de su sustrato peridotítico (peridotita de Loma Caribe), sobre las formaciones primitivas de arco isla de la Española, y la incorporación de éstas a una cuña orogénica con la misma vergencia N/NE. La fábrica del Complejo Duarte, de las mismas características y orientación subparalela a las desarrolladas en el bloque de muro, se explicaría dentro de este proceso, así como la presencia, en el seno de este complejo, de las tonalitas foliadas. Estas últimas se interpretan como intrusiones sin a ligeramente postcinemáticas que desarrollarían la misma fábrica que el encajante y, probablemente también, un replegamiento isoclinal de escala cartográfica con vergencia NE. A la vista de los datos expuestos en esta memoria, parece poco adecuada la asociación de la peridotita con las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur en un conjunto ofiolítico supuestamente emplazado hacia el N (Boisseau, 1987, Mercier de Lepinay, 1987, Draper y Lewis, 1991). La ausencia total de metamorfismo y fábricas deformativas generalizadas en estas formaciones, no ofrece duda al respecto.

El contexto geodinámico en el que se contempla este proceso se sitúa, durante el Cretácico inferior, en posiciones sustancialmente más occidentales que las actuales (Pindel y Barret, 1991; Pindel, 1994). Allí, una corteza oceánica de afinidad “pacífica” de edad Jurásico superior, (Complejo Duarte), comenzaría a subducir hacia el ¿NE? produciendo en la placa oriental las primeras formaciones de arco isla de la Española (protolitos de los Esquistos de Maimón y complejo Río Verde, Fms Los Ranchos, Peralvillo Norte..). Tal y como señalan Draper y Gutierrez (1997), esta situación, con ausencia de continentes bien desarrollados que ejercen de “contrafuertes”, no es la más propensa para que tenga lugar una obducción, y por tanto es lógico pensar que ésta se produjo como consecuencia de la flotabilidad del *plateau* y su resistencia a ser subducido. No se descarta que durante los primeros estadios de la subducción se produjeran algunas deformaciones en las unidades implicadas asociadas a procesos de acreción con vergencia O ó SO. En cualquier caso, de haber existido, estas estarían ocultas o serían muy difíciles de separar de las deformaciones relacionadas con la obducción.

En cuanto a la reconstrucción paleogeográfica de los ambientes de depósito de las formaciones primitivas de arco isla, el hecho de que la mayoría de ellas hayan sufrido mayor o menor grado de deformación y metamorfismo, sólo deja lugar a la especulación. Quizá la mejor conocida de ellas, precisamente por presentar menor grado de deformación y metamorfismo, sea la Fm. Los Ranchos, bien representada en la Hoja 1:50.000 contigua de

Hatillo. Esta formación es una acumulación volcánica de composición bimodal de más de 3.000 ms de espesor, esencialmente constituida por espilitas y queratófidos, cuyo depósito muestra un tránsito desde los ambientes submarinos relativamente profundos que caracterizan los términos inferiores, hasta los ambientes subaéreos propios de los términos más altos de la serie (Kesler et al., 1991; Russell y Kesler, 1991). Efectivamente, en los dos miembros inferiores de la formación (Cotuí y Quita Sueño), se han reconocido emisiones de lavas submarinas y productos piroclásticos asociados, así como pequeñas intrusiones subvolcánicas; en los miembros intermedios se pasa de la mezcla de *debris flow* de origen volcánico y rocas sedimentarias del miembro Meladito, quizá correspondientes a medios marinos abiertos o talud, a las emisiones de flujos y aglomerados del miembro Platanal/Naviza producidas en ambientes marinos someros o incluso en ambientes subaéreos; por último los dos miembros superiores corresponden a depósitos de caldera producidos por erupciones freáticas o freatomagmáticas.

Existe la coincidencia en la mayoría de los autores que han trabajado en la región, ya mencionada en capítulos precedentes, de considerar la correlación de los Esquistos de Maimón con la formación Los Ranchos (p.e. Kesler et al., 1991 a y b; Draper et al., 1995, 1996; Draper y Gutierrez, 1997), de tal forma que la primera unidad sería un equivalente variablemente deformado de la segunda. Así lo aconseja la presencia en los términos menos deformados de los Esquistos de Maimón de litologías muy afines a las observadas en la Fm. Los Rancho, tales como lavas y variados productos volcanoclásticos, además de grauvacas derivadas del arco y carbonatos, en las que el carácter del volcanismo es tanto ácido como básico (bimodal) y son frecuentes los enriquecimientos en Na, dando lugar a espilitas y queratófidos. En el presente trabajo la citada correlación se extiende a la aquí denominada Fm. Peralvillo Norte, cuya variada gama de litologías es muy similar a las descritas. En conjunto se supone que estas tres unidades podrían formar parte del mismo sistema de arcos de isla cuya implantación dio lugar al nacimiento de la Isla La Española. Más problemática es la interpretación del complejo Río Verde, no sólo por su posición al otro lado del *ridge* peridotítico, sino también por la presencia en él de determinadas litologías no reconocidas en las unidades anteriormente mencionadas. En efecto, aunque los términos de esquistos máficos y félsicos con intercalaciones pelíticas y metacherts pueden tener cierta similitud y quizá equivalencia con los Esquistos de Maimón, el hecho de que en la parte baja del complejo haya cuerpos volumétricamente importantes de basaltos y, sobre todo, gabros, invita a su correlación, al menos de esta parte más baja del complejo, con un fondo oceánico en sentido amplio. En este sentido, cabría la posibilidad, siempre en el ámbito de

la especulación, de una correlación entre parte baja de este complejo y el Complejo Duarte. En cualquier caso, el conocimiento del origen de la mayoría de las unidades del Cretácico inferior (como de algunas del Cretácico superior) y su paleogeografía está todavía en fases muy incipientes y serán todavía necesarios numerosos estudios de diversa índole para su mejor determinación.

5.2. El arco de islas del Cretácico superior-Eoceno

El cambio de quimismo observado a partir del Aptiano-Albiano en el volcanismo de la Española y, regionalmente, también en Cuba y Puerto Rico, se ha relacionado con una inversión en la polaridad de la subducción, que a partir de ese momento sería hacia el SO (Lebron y Perfit 1993,1994). A la vista de la coincidencia en la edad de las deformaciones arriba descritas con la del cambio de quimismo que sugieren la citada inversión en la polaridad de la subducción, Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutierrez (1997) proponen una implicación directa de la obducción de la peridotita en este proceso. La inversión de la polaridad de la subducción hacia el SO, es consecuente con el desplazamiento en la misma dirección del eje principal del magmatismo dando lugar, durante todo el Cretácico superior y Paleógeno inferior a un intenso volcanismo y un plutonismo asociado, cuya distribución paleogeográfica no se conoce todavía en detalle.

Quizá la formación más representativa del arco de islas del Cretácico-Eoceno, al menos en lo que a volumen de material se refiere, ya que por sí sola constituye la mayor parte de la zona axial de la Cordillera Central Dominicana, es la Fm. Tireo (Lewis et al., 1991). La paleogeografía de esta formación parece responder a un dispositivo de archipiélago volcánico cuya construcción estaría relacionada con la emisión de magmas calcoalcalinos, siendo las acumulaciones volcanoclásticas sus productos más abundantes y característicos, reconociéndose junto a ellas lavas, domos, masas de naturaleza subvolcánica y productos de origen hidrotermal. La actividad magmática no se produjo simultáneamente en todo el arco, sino que existirían zonas relativamente tranquilas en las que se desarrollaron procesos puramente sedimentarios, el más frecuente de los cuales fue la acumulación de carbonatos en pequeñas cuencas marinas de cierta profundidad, aunque tal vez el más característico serían las acumulaciones de Radiolarios relacionadas con la formación de cherts. Otros procesos sedimentarios, más difíciles de identificar, tendrían que ver con la inestabilidad gravitatoria desencadenada por la creación de los edificios volcánicos.

De la misma manera que los distintos dominios volcánicos y sedimentarios de la Fm. Tireo muestran una notable irregularidad en su distribución espacial, también se constata una falta de uniformidad en cuanto a la evolución temporal de los mismos. Así, durante un primer estadio que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano, el magmatismo muestra una tendencia básica reflejada en la abundancia de productos de composición basáltica y andesítica, sustituida en un segundo estadio, coincidente en gran medida con el Senoniano, por emisiones e intrusiones de carácter ácido, con predominio de tipos riolíticos y dacíticos. Los episodios más tardíos de este segundo estadio muestran una mayor preponderancia de los procesos sedimentarios, reflejando una disminución de la actividad ígnea del arco.

En posiciones más frontales del arco, y durante un periodo aproximadamente equivalente al de la Fm. Tireo, tuvo lugar el depósito de la Fm Las Lagunas en continuidad con la caliza de Hatillo. No hay datos suficientes para asignar una paleogeografía a esta formación pero a tenor de su carácter eminentemente volcanoclástico y sedimentario, y de su posición marginal en el arco, bien se podría situar en un contexto de cuenca delantera de arco. La formación Don Juan (Cretácico superior-Paleoceno medio) y quizá también La Fm. Los Bañitos (Eoceno inferior), con litologías y posiciones geográficas similares a las de la Fm Las Lagunas, podrían tener su misma interpretación de tal forma que entre las tres marcarían distintas posiciones de la cuenca delantera durante la evolución del arco.

Con una posición intermedia en el arco, la Fm. Siete Cabezas merece una atención especial. A esta formación se ha hecho referencia en algunas ocasiones como la posible fuente del volcanismo de la Fm. Tireo y de hecho hay cartografías que proponen una total correlación entre esta dos unidades, especialmente en lo que a sus términos volcanoclásticos se refiere (mapa 1:100.000 de San Cristóbal, SGN en preparación). Sin embargo, su quimismo muestra pautas muy claras que no concuerdan con las que caracterizan las formaciones de arco de islas sino, muy específicamente, con las que proceden de los *plateaux* oceánicos (ver apartado 2.2.3). Independientemente de que esta formación, y también el resto, necesiten de estudios geoquímicos más detallados, en caso de confirmarse esta afinidad geoquímica, sería necesario contemplar para este sector una extensión intra-Cretácico superior que explicara la presencia de la Fm Siete Cabezas “en medio” de formaciones de arco de isla. Alternativamente, Sinton et al. (1998) sugieren, basándose en su litología, quimismo y en una datación de 67 Ma (Ar/Ar), que la Fm. Siete Cabezas puede tener su origen en emisiones tardías del mismo volcanismo que produjo el

desarrollo del *plateau* oceánico del Caribe durante el Cretácico superior a partir de una pluma mantélica o “punto caliente” similar al de las Galápagos. Esta interpretación tiene el problema de explicar la coexistencia de un “punto caliente” en un contexto subductivo, aunque hay que recordar que también Lapierre et al. (en prensa) sugieren el mismo proceso para explicar la presencia de picritas indeformadas, datadas como Cretácico superior, en el seno del Complejo Duarte.

Otra de las unidades que caracterizan el volcanismo del Cretácico superior, es la Fm. Peralvillo Sur. Esta formación y la anterior comparten una litología muy similar, consistente en basaltos, términos volcanoclásticos con niveles de chert y pequeñas intrusiones de diabasas, y la misma posición geográfica y estructural, argumentos que han sido sugeridos por algunos autores (p.e. Boisseau, 1987) para su inmediata correlación. Consecuentemente, el problema paleogeográfico anteriormente planteado para la Fm. Siete Cabezas, se ampliaría también a la Fm. Peralvillo Sur, aunque en el caso de esta última formación los análisis geoquímicos (ver apartado 2.2.3) parecen indicar una mayor afinidad de su litología a contextos de arcos insulares

Las intrusiones de granitoides indeformados existentes en la zona se encuadran dentro del mismo magmatismo que caracteriza este periodo. Todas ellas muestran características de haber sido generadas y emplazadas sin la intervención de corteza continental. La más importante por sus dimensiones, es el batolito de Gabros y Gabro-noritas de La Yautía cuyo encajante se restringe a la Fm Duarte y las tonalitas foliadas, razón por la cual la edad de su emplazamiento no está bien definida y, en sentido amplio, se atribuye al Cretácico superior. Posteriormente se emplaza toda la cohorte de *stocks* y batolitos de tonalitas no foliadas, alineados según el eje de la Cordillera Central. El hecho de que la mayoría de estos cuerpos intruyan a la Fm. Tireo no ofrece dudas sobre la edad post-Cretácico superior de su emplazamiento, el cual posiblemente se prolongó durante todo el intervalo Paleoceno Eoceno. No se descarta sin embargo que las primeras intrusiones de tonalitas no foliadas se emplazaran a finales del Cretácico, coincidiendo en parte con el volcanismo de la Fm. Tireo. Las últimas intrusiones de granitoides en la región corresponden a la alineación oriental de dioritas, cuarzo dioritas y cuarzomonzonitas cuyo carácter tardío se pone de manifiesto por el hecho de afectar a estructuras bien datadas como Eoceno medio (cabalgamiento de Hatillo, Bowin 1966).

5.3. La evolución desde el Eoceno superior hasta la actualidad

Coincidiendo con la extinción del magmatismo del arco de islas durante el Eoceno, la isla entró en un régimen compresivo (transpresivo) derivado de dos procesos fundamentales: la convergencia (oblicua) con el margen meridional de la placa norteamericana (plataforma de las Bahamas) y la aproximación por el Sur del *plateau* oceánico del Caribe. La acción conjunta de estos dos procesos y más particularmente del último, dio lugar en sectores más occidentales al desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta. En la zona de estudio, la ausencia de registro estratigráfico durante la parte alta del Paleógeno y todo el Neógeno, impide conocer la secuencia de acontecimientos ocurridos en esta época. No obstante se considera que el desarrollo de los cabalgamientos de Hatillo, con vergencia Este, y del río Yuna y La Yautía con vergencia Oeste, está relacionada con las fases iniciales de la citada compresión (transpresión). En conjunto, estas estructuras, y otras similares desarrolladas en sectores más occidentales (ver hojas 1:50.000 de San José de Ocoa y Sabana Quéliz) configurarían un “*mega pop up*” de basamento que sería el responsable en última instancia del levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central durante toda esta época.

A partir del Mioceno superior, la isla, ya integrada por todos sus elementos, fue afectada por la importante tectónica de desgarres que es la que configura los contactos definitivos entre unidades, entre ellos los correspondientes al *ridge* de peridotitas. La vigencia de esta tectónica hasta la actualidad se pone de manifiesto por la alineación de numerosos glaciais a favor de las fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE por ella producidas. Posteriormente, el encajamiento de los ríos sigue estas mismas directrices.

6.GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología.

Hidrológicamente la Hoja de Arroyo Caña presenta una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), generalmente de carácter caudaloso, especialmente destacan los que proceden del sistema montañoso que domina la Hoja contigua de Sabana Quéliz. Ello se debe, fundamentalmente, a la uniforme distribución espacial y temporal de las precipitaciones, a la intensidad de las mismas y al carácter, prácticamente impermeable, de los materiales que conforman la mayor parte de la superficie de la Hoja.

El mayor o menor aporte de los cursos superficiales está íntimamente relacionado con la distribución pluviométrica de la zona. De este modo para un periodo de 30 años (1961-1990), la precipitación media anual es del orden de 1700 mm, variando en dirección NE desde 1400 en el extremo suroccidental a 2200 en el extremo nororiental, los cuales se distribuyen entre los meses menos lluviosos (enero, febrero y marzo) con valores de precipitación media mensual en torno a 50-100 mm, los meses medios (abril, noviembre y diciembre) con una precipitación media mensual entre 75 y 200 mm y los más lluviosos con precipitaciones superiores a 200 mm, destacando agosto que alcanza valores de precipitación media mensual en torno a 250 mm en el sector oriental..

Entre los cursos fluviales principales destacan los dos ríos principales, el Nizao cuyas aguas vierten hacia el Sur, y el Yuna que lo hace hacia en Norte. Otros ríos importantes son el Haina cuyo nacimiento se produce en el sector SE de la Hoja, así como el Banilejo y el Mahoma, afluentes del Nizao, y el Yuboa y el Maimón afluentes del Yuna. Con la excepción del Nizao, que localmente tiene zonas con una llanura aluvial bien desarrollada, casi todos ellos presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera.

La temperatura media anual es del orden de 20-24° C, dándose los mínimos en las zonas de mayor altitud, más concretamente en el extremo occidental de la Hoja, se alcanzan

temperaturas medias mensuales en torno a 20° C, en los meses menos calurosos (diciembre, enero y febrero).

6.1.2. Hidrogeología

6.1.2.1. Introducción

Como se puede ver en el esquema que acompaña al Mapa Geológico, desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja de Arrollo Caña se caracteriza por un predominio de materiales ígneos (tanto volcánicos como plutónicos) y metamórficos, con permeabilidades bajas o muy bajas (prácticamente impermeables) debidas, fundamentalmente, a la fracturación y/o fisuración de los materiales. Estas rocas se disponen en cinturones o bandas de dirección NO-SE, que generalmente están limitadas por fallas subverticales. En la Fig. 6.1.1 se presenta un esquema hidrogeológico regional de toda el área comprendida en el proyecto

Se debe tener en cuenta que en estos materiales la existencia de franjas superficiales de alteración, por procesos de meteorización; la fisuración y fracturación, por esfuerzos

Fig. 6.1.1

tectónicos (ligados a ciertos condicionamientos litológicos); o el relleno por intrusiones o segregaciones filonianas, proporcionan una permeabilidad secundaria no despreciable.

En menor medida, en el extremo occidental de la Hoja, afloran materiales sedimentarios carbonatados pertenecientes a la formación Tireo. Se trata de bandas de niveles calcáreos con potencias variables (entre 5 y 100 m) intercalados entre los materiales volcanoclásticos de la citada formación. Presentan permeabilidades elevadas por karstificación, fracturación y/o fisuración. No obstante, estos afloramientos tienen escaso desarrollo vertical y los niveles se encuentran desconectados entre sí. La litología característica son unas calizas de color gris claro que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas.

Los depósitos cuaternarios tienen escasa representación en la hoja de Villa Altagracia. Todos están relacionados con la dinámica fluvial. Los de mayor extensión corresponden a los depósitos aluviales y terrazas relacionados con la evolución del río Nizao y su afluente el Banilejo, y a una serie de glacis ubicados en el extremo oriental de la hoja.

Se estima una permeabilidad media-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s), por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan. La permeabilidad disminuye cuando el contenido de finos en la matriz es mayoritario.

A continuación se realiza para la Hoja una descripción de las características hidrogeológicas de los materiales presentes en la misma ya que, al alcanzarse un mayor grado de detalle cartográfico se puede afinar en la caracterización hidrogeológica de los materiales implicados.

6.1.2.2. Características hidrogeológicas.

Se han agrupado aquellas unidades geológicas que, siendo estratigráficamente adyacentes, por su similitud en cuanto a sus características hidrogeológicas presentan un mismo comportamiento hidráulico.

Jurásico superior - Cretácico

En este epígrafe se engloban un conjunto de materiales ígneos y metamórficos datados desde el Jurásico superior al Cretácico superior que afloran en la mitad oriental de la Hoja, presentando también en la mitad occidental una banda de afloramiento de dirección N-S . de

1 a 3 km de espesor. Dicho conjunto engloba, cronoestratigráficamente hacia techo, las siguientes formaciones:

En la base la Formación de Peridotitas de Loma Caribe, constituida por peridotitas muy serpentinizadas y el Complejo Duarte, conformado mayoritariamente por esquistos máficos, ambas atribuidas al Jurásico superior. En la Hoja de Arroyo Caña las peridotitas de Loma Caribe tienen una representación muy escasa al estar circunscritas a un pequeño afloramiento, de difícil acceso, en su esquina NE. El Complejo Duarte ocupa buena parte de la Hoja de Arroyo Caña aunque su afloramiento está restringido por la presencia de frecuentes intrusiones, que en el sector oriental, donde aflora el conjunto descrito, consisten en cuerpos elongados de tonalitas foliadas.

Intercalados como cuerpos en la serie metamórfica del Complejo Duarte aparecen una serie intrusiones mencionadas anteriormente, cartografiándose en la Hoja cuatro *stocks* de tonalitas foliadas, muy próximos entre sí. La litología de las tonalitas foliadas es muy favorable a la meteorización y en las “zonas de mezcla” son comunes los diques aplíticos y pegmatíticos y los enclaves.

Estas rocas en estado sano, compacto y no alterado, presentan una porosidad intersticial casi despreciable (en general muy inferior al 1 – 3 %), además estos poros son muy pequeños, y no suelen tener conexión entre sí, por lo que de no mediar otras circunstancias, se engloban en la categoría de rocas “prácticamente impermeables”.

La alteración es más o menos intensa en función de la composición mineralógica, textura de la roca, presencia o ausencia de fracturas, clima e intensidad de las lluvias, características del agua infiltrada (pH en especial), condiciones de circulación y drenaje, etc.

Esta alteración tiene carácter selectivo en la Hoja objeto de estudio, por ejemplo, las rocas ricas en plagioclasas y bitita son más alterables que las leucocratas (de composición cuarzo-feldespática), ricas en cuarzo, las cuales presentan, en general un estado más sano. En la Hoja la porosidad por esta alteración puede alcanzar un 30%.

Por otra parte, las rocas de protolito básico suelen presentar mayor profundidad de alteración que las ácidas, si bien el contenido de cuarzo de las ácidas favorece la permeabilidad.

En general, en el conjunto hidrogeológicamente diferenciado se suele encontrar una franja altamente meteorizada, de espesor variable, hasta profundidades comprendidas entre 1,5 m y 15 m.

En un corte tipo se presenta la siguiente sucesión: zona de fisuración, directamente en contacto con la roca sana, según una superficie irregular y en la cual la meteorización es más intensa a lo largo de la red de diaclasas o fracturas; banda de arenas arcillosas y limos, donde todos los minerales se alteran y transforman en arcillas, en particular las plagioclasas, y, a techo, franja de arcillas lateríticas, como último estadio de alteración en el que los feldespatos y las micas están completamente alterados.

El paso de un horizonte al siguiente es, en general, gradual, no hay límites netos. Excepto la última franja, netamente arcillosa (impermeable), el resto puede considerarse de cierta permeabilidad, baja-muy baja, (en torno a 10^{-6} m/s). Unos pocos metros por encima de la roca inalterada los minerales suelen estar hidratados y, por su diferente índice de expansión suele producir un aumento de la permeabilidad (porosidad total entre el 2 y el 10 %).

En general en la Hoja y para este tipo de rocas, la alteración proporciona materiales de granulometría fina (fundamentalmente arcillas), muy poco permeables, solamente en los sectores de intensa fisuración se presentan ciertos caudales susceptibles de explotación.

En cuanto a la fracturación su importancia radica a que suelen ser las únicas vías importantes de circulación del agua subterránea, y a favor de ellas pueden desarrollarse, de forma localizada, zonas acuíferas. Las fracturas son de origen muy diverso y, en general corresponden a más de una etapa tectónica, si bien en el caso de las rocas intrusivas, algunas fracturas se generan ya desde el enfriamiento magmático.

Las fracturas aisladas proporcionan pequeños caudales. Las diaclasas tienen anchura, en general, inferior a 2 mm, y suelen presentar, en muchos casos, rellenos arcillosos que las impermeabilizan, y reducen la circulación hídrica.

Esta permeabilidad es altamente anisotrópica, si bien con frecuencia, las fracturas tienen pautas dominantes. Se puede generalizar que las áreas donde la tectónica es más violenta presentan mejores condiciones desde el punto de vista de explotación, dentro del carácter de muy baja permeabilidad del conjunto.

Los rellenos filonianos y los diques juegan un papel muy importante, a causa de su comportamiento mecánico frente a la roca envolvente, que favorece la fracturación en su entorno. En todo caso se llega a una permeabilidad de matriz prácticamente nula, y a una permeabilidad de fisuras creciente con la malla.

Cretácico superior

Bajo este epígrafe se agrupan los materiales de origen volcánico atribuidos al Cretácico superior, correspondientes a la formación Siete Cabezas y a la formación Tireo. También se diferencian por su distinto comportamiento hidrogeológico los niveles calcáreos que aparecen intercalados en la formación Tireo.

La primera (formación Siete Cabezas) se trata de un conjunto eminentemente basáltico, con intercalaciones esporádicas de niveles volcanoclásticos (fundamentalmente tobas cineríticas bien estratificadas) y cherts, que con una dirección NO-SE y una anchura de afloramiento entre 1 y 10 km discurre desde las inmediaciones de Piedras Blancas hasta las cercanías de la capital. En la Hoja únicamente aflora en el extremo nororiental, sobre las peridotitas de Loma Caribe.

En general, las sucesivas coladas de basaltos se puede diferenciar una franja brechoide de base, grosera y escoriácea, que pasa a techo a un material compacto de porosidad reducida aunque con mayor desarrollo de grietas verticales de retracción. No obstante, en la Hoja, debido al acúmulo de material, el aumento de la carga litostática hace que se colapsen o compacten las fisuras y cavidades, especialmente las horizontales, rellenándose total o parcialmente. La fisuración abierta y la porosidad puede alcanzar cierta profundidad. En todo caso, la circulación vertical es pequeña con respecto a la horizontal.

También aparecen diques intrusivos que originan a su vez fisuras paralelas a los mismos, en general de difícil predicción; a esta dificultad se suman los procesos de alteración mecánica, física y química. En general el papel hidrogeológico de estos accidentes es casi siempre más de barrera que de dren, aunque ocasionalmente pueden ser conductos de circulación acuífera. Las deformaciones y alteraciones posteriores pueden modificar la permeabilidad, dando lugar a un conjunto muy anisotro.

Se estima en función de las observaciones de “visu” realizadas que los materiales basálticos presentes en esta formación la porosidad total varía entre el 1 y el 15%. Con respecto a la porosidad eficaz posiblemente no supere el 1 %.

La permeabilidad es debida fundamentalmente a la fracturación y fisuración fruto de la deformación posterior, en mayor medida que la producida por grietas de retracción u otras estructuras de enfriamiento.

Las tobas y cineritas de alta porosidad y reducida permeabilidad, se comportan como niveles impermeables con relación al resto de productos volcánicos.

En cualquier caso se estima una permeabilidad baja-muy baja (10^{-5} - 10^{-8} m/s) para el conjunto de materiales diferenciados, pudiendo dar lugar a acuíferos de carácter muy localizado y caudal específico muy escaso (< 1 l/s/m).

La formación Tireo está constituida por un conjunto de materiales volcanoclásticos masivos o estratificados con frecuentes intercalaciones de rocas sedimentarias (mayoritariamente calizas) y coladas s que afloran en el borde occidental de la Hoja.

En estos materiales la porosidad suele ser relativamente baja (entre el 0 y el 5 %) debido al alto grado de compactación que presentan y la permeabilidad suele ser muy reducida (baja o muy baja).

Debido al predominio de materiales finos, esta unidad se comporta, en términos generales, como prácticamente impermeable. No obstante, puede aumentar el valor de la permeabilidad, principalmente por porosidad intergranular, en aquellos casos en que aumente la granulometría y la compactación sea menor.

Dentro de este apartado se diferencia un conjunto sedimentario calcáreo intercalado entre los materiales volcanoclásticos de la formación Tireo que aflora en bandas de dirección N-S, de espesor variable (entre 5 y 100 m) localizándose en las inmediaciones del límite noroccidental de la Hoja. La litología característica de esta formación son calizas tableadas en niveles de orden decimétrico, de coloración blanca, grisácea o negruzca que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas como consecuencia de procesos tectónicos. Estas barras calcáreas de amplia extensión horizontal tienen, sin

embargo un escaso desarrollo vertical. Los niveles se encuentran desconectados hidráulicamente entre sí.

Se estima una permeabilidad alta para los niveles de caliza diferenciados debida a la fracturación, fisuración y/o karstificación de los materiales calcáreos. No obstante, debido al escaso desarrollo vertical y a la desconexión entre niveles su potencialidad hidráulica, desde el punto de vista de explotación, queda restringida a acuíferos de escaso volumen de almacenamiento.

Cretácico superior - Paleógeno

Dentro de este epígrafe se agrupan un conjunto de rocas ígneas que afloran en el sector centro-occidental de la Hoja de Arroyo Caña, conformando una gran intrusión de dimensiones batolíticas, elongada siguiendo una dirección NNO-SSE subparalela a la Cordillera Central y emplazada en las metabasitas del Complejo Duarte. Dicho batolito está compuesto por rocas de composición máfica-ultramáfica, esencialmente gabros y gabro-noritas, en el que intruyen varios plutones de tamaño diverso constituidos por tonalitas masivas, no foliadas.

En estos materiales se desarrollan franjas superficiales de alteración por procesos de meteorización. También se observan fisuraciones y fracturaciones debidas a esfuerzos tectónicos y la presencia de intrusiones y segregaciones filonianas. Todo ello aporta cierta permeabilidad al conjunto.

De este modo la permeabilidad varía desde valores prácticamente nulos, caso de zonas de roca compacta a varias decenas de metros/día en zonas alteradas y a varios cientos de metros/día en zonas muy fisuradas.

Todo ello debe entenderse bajo un contexto de permeabilidad baja-muy baja (10^{-6} - 10^{-8} m/s), en el que de forma puntual y muy localizada se pueden generar zonas acuíferas susceptibles de explotación con un rendimiento de caudal específico bajo.

Cuaternario

Tal y como se ha indicado en apartados anteriores los depósitos cuaternarios tienen escasa representación en la hoja de Arroyo Caña. Los de mayor extensión corresponden a los

depósitos aluviales y terrazas relacionados con la evolución del río Nizao y su afluente el Banilejo, y a una serie de glacis que adquieren cierto desarrollo en el sector oriental, cerca del borde de Hoja.

Los glacis como se ha indicado poseen especial desarrollo en el sector oriental de la Hoja donde, con frecuencia, se encuentran alineados a favor de las fallas de dirección ONO-ESE o NO-SE. Estos depósitos forman pequeñas plataformas elevadas entre 5 y 40 m con respecto a los cauces adyacentes.

Litológicamente predominan las arenas limosas y, en menor proporción, gravas. El tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50 cm.

Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular que se incrementa o decrece en función del tamaño de grano del depósito. De este modo el aumento en proporción de gravas incrementa la permeabilidad.

Los depósitos de terraza adquieren considerable representación asociados al río Nizao y su afluente el Banilejo, en el sector occidental de la Hoja, y al Guanamito, afluente del Haina, en el margen oriental, donde se produce un sistema de aterrazamientos bien desarrollado. En el resto de la Hoja la representación es menor, estando los depósitos siempre asociados a los principales cursos fluviales de la Hoja.

Litológicamente están constituidas por cantos y gravas. La granulometría es muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1 m. Las arenas aparecen como una litología subordinada.

Estos depósitos tienen un grado de permeabilidad medio-alto (10^{-3} - 10^{-5} m/s), debido a la elevada porosidad intergranular que presentan. En general, la permeabilidad decrece con la antigüedad de la terraza siendo las más alta de menor permeabilidad. En el río Nizao y cursos asociados, y en el Guanamito, dado su desarrollo y extensión llegan a constituir acuíferos de cierta importancia. La utilización conjunta asociada a los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los deslizamientos de ladera aunque a escala de afloramiento son frecuentes, a escala cartográfica sólo se ha diferenciado sólo se ha diferenciado un deslizamiento de importancia

en la Margen izquierda del río Yuboa.. La litología es arenoso-limosa y engloba cantos y bloques procedentes del sustrato. Su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico.

Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) en función de su litología, la potencia en general es pequeña, con una extensión superficial limitada.

Los conos de deyección son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque con una entidad cartográfica sólo se han diferenciado en los márgenes de los ríos Nizao y Banilejo. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas, englobadas en una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como, debido a su geometría, dentro del mismo. En cualquier caso, no debe superar los 10-15 m.

Se estima una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) en estos depósitos por porosidad intergranular que decrece con el aumento de finos en la matriz.

Los coluviones son, junto con los deslizamientos, uno de los depósitos cuaternarios con menor representación, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Su morfología es variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas. Son depósitos de reducido espesor y de litología muy variable. En general, predominan los cantos subangulosos heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa.

Se estima una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, que aumenta debido al bajo grado de consolidación de estos depósitos y disminuye con el incremento de material arcilloso en la matriz.

En relación con el amplio cauce del río Nizao, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río

Las llanuras de inundación se asocian, fundamentalmente, con el amplio cauce del río Nizao, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río. En ellas, los depósitos son similares a los del cauce aunque con un cierto predominio de los limos y arcillas sobre las arenas y las gravas.

Hidrogeológicamente se trata de formaciones de permeabilidad baja-muy baja (10^{-6} - 10^{-8} m/s), debido al predominio de materiales arcillosos y lutíticos.

Los depósitos de fondo de valle se encuentran ampliamente representados en los numerosos ríos, arroyos y cañadas de la Hoja, destacándose por su envergadura los correspondientes al río Nizao y a su principal afluente, el Banilejo, y el río Guanamito. Las gravas son su constituyente principal; son gravas redondeadas heterométricas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 1m, ni tampoco las arenas. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5 m.

Hidrogeológicamente, se estima una permeabilidad media-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s), por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan.

6.2. Recursos minerales

Pese a que zonas próximas al Este son de gran tradición minera, tanto por la presencia de las importantes minas de oro de Rosario Dominicana y ferroníquel de Falconbridge Dominicana, como por la continuada exploración de diferentes minerales metálicos, especialmente sulfuros (ver Hojas 1.50.000 de Hatillo, Bonao y Villa Altagracia), en la Hoja de Arroyo Caña las investigaciones mineras han sido escasas. Tan sólo cabe mencionar algún reconocimiento de campo realizado por la Agencia Internacional de Cooperación Japonesa (JICA 1984) en relación con sus investigaciones de la Fm. Tireo en áreas más occidentales (ver Hojas 1:50.000 de Gajo de Monte y Constanza), así como las exploraciones desarrolladas por la Minera Española en la concesión del Higo, ubicada más al NO en terrenos pertenecientes a las Hojas de Constanza y Bonao. Por lo demás la actividad minera se reduce a la explotación de una serie de canteras, de pequeña envergadura.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

No existe hasta la fecha, ningún indicio de minerales metálicos y no metálicos sobre la superficie de esta Hoja.

Es más que probable que los estudios geoquímicos, bateas y sedimentos activos, llevados a cabo durante la realización de este Proyecto, aporten datos de interés en cuanto se refiere a la localización, si no puntual, si de áreas anómalas, que permitan delimitar zonas de interés para la prospección de recursos metálicos en esta hoja.

Las posibilidades de que se obtengan resultados positivos para ciertos elementos como Oro, Cromo, posiblemente platímidos y molibduo, son altas. De ser así, estos resultados quedaran reflejados en el Mapa Temático de Recursos del cuadrante de Bonao que se realiza simultáneamente a esta cartografía.

6.2.2. Rocas industriales y ornamentales

La actividad minera relacionada con este grupo se limita a la explotación de pequeñas canteras todas ellas para aprovechamiento como rocas industriales.

6.2.2.1. Aspectos generales históricos

Se constata un gran desinterés histórico por este tipo de sustancias en la zona, como se desprende de los inventarios realizados. El más reciente, elaborado por INYPSA (1985), señala la existencia de una sola cantera; su abandono en la actualidad confirma la escasa importancia de este sector, dentro del cual no hay ninguna explotación en activo. La tabla 6.2.1 resume las principales características de las canteras de la Hoja.

NUMERO	COORDENADA	SUSTANCIA	PROVINCIA	ACTIVIDAD	RESERVAS
1	0344500- 2071300	Gravas	Peravia	Intermitente	Medias
2	0346700- 2076000	Granitodes	La Vega	Abandonada	Grandes
3	0348100- 2074600	Granitoides	La Vega	Abandonada	Grandes
4	0351600- 2071000	Granitoides	Peravia	Abandonada	Grandes
5*	0349700- 2065400	Granitoides	Peravia	Abandonada	Grandes
6	0353600- 2067100	Granitoides	Peravia	Abandonad	Grandes
7	0356700- 2073600	Anfibolitas	La Vega	Intermitente	Grandes
8*	0357200- 2074000	Granitoides	La Vega	Abandonada	Grandes
9	0359800- 2075100	Anfibolitas	La Vega	Abandonada	Grandes
10	0356250- 2077300	Anfibolitas	La Vega	Abandonada	Grandes

Tabla 6.2.1. Canteras de la Hoja de Arroyo Caña. Con un asterisco figuran las canteras incluidas en el “Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción” (INYPESA 1985).

Las canteras inventariadas en el presente trabajo son de escasa consideración, respondiendo a demandas muy locales de materiales para la construcción de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba y otros caminos. La mayoría de ellas están abandonadas o tienen un funcionamiento muy intermitente.

6.2.2.2. Descripción de las sustancias

- Grava

Se trata de extracciones intermitentes de las gravas del cauce del río Nizao cerca de la localidad de La Estrechura. Apparently la mayoría de ellas se emplean como áridos naturales para la construcción de caminos y obras de fábrica relacionados con ellos. Las reservas son medianas a pequeñas, siempre en función de la anchura del cauce y del espesor del aluvial

- Granitoides

Por su fácil disgregación en zonas alteradas, en las tonalitas foliadas y no foliadas y en los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía se han abierto pequeñas canteras que han suministrado material para el pavimento de caminos. Todas estas canteras, han tenido un uso muy puntual y en la actualidad están abandonadas.

- Anfibolitas

Como en el caso anterior son pequeñas extracciones supeditadas a un uso muy local en relación a la construcción de carreteras locales y caminos. Todas las canteras están abandonadas o con un uso muy esporádico.

6.2.2.3. Potencial minero

Son poco esperanzadoras las expectativas relativas a este tipo de sustancias, cuyo potencial parece prácticamente restringido al campo de las rocas industriales. El hecho de que no haya ni una sola cantera con usos ornamentales puede que en parte se deba a la

poca idoneidad de los materiales de esta Hoja para este uso. Sin embargo, algunas litologías podrían merecer alguna atención en este sentido, como es el caso de las tonalitas tanto foliadas como no foliadas y las gabro-noritas de la Yautía así como las anfibolitas del Complejo Duarte, para lo cual serían pertinentes algunos estudios específicos encaminados, sobre todo a determinar áreas con menor grado de fracturación, alteración, idoneidad litológica etc.

Justamente lo contrario puede decirse de la potencial extracción de áridos, cuyas reservas podrían considerarse prácticamente inagotables, pero que en realidad tan sólo responden a demandas coyunturales de pequeña envergadura y uso local. En el caso de los naturales, los granitoides alterados tienen el uso restringido mencionado anteriormente. Otra cosa son las gravas y arenas cuaternarias del cauce del río Nizao y afluentes cuya extensión y facilidad extractiva las hace susceptibles de ser explotadas. En cuanto a los áridos de trituración, su potencialidad es grande, pero su localización en áreas montañosas, generalmente alejadas de núcleos de población, junto con unos procesos de transformación más complejos que en el caso de los naturales los hace menos atractivos que éstos; en respuesta a posibles demandas podrían incluirse en este grupo sobre todo los basaltos de la Fm Siete Cabezas y las anfibolitas del Complejo Duarte. También las calizas de la Fm. Tireo podrían tener una buena utilidad como áridos de trituración o incluso para la fabricación de cemento pero su difícil acceso obliga a desestimar cualquier uso industrial.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

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

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

7.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Arroyo Caña se han inventariado tres Lugares de Interés Geológico: El contacto tonalitas foliadas-Complejo Duarte en La Privada, la sección Los Cacaos-La Yautía y el corte de La Estrechura. Los dos primeros puntos se sitúan a lo largo de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba, y el tercero, al final del desvío que desde ésta parte hacia los Quemados, conformando en conjunto un bello itinerario geológico y paisajístico de un día de duración.

7.2. Descripción de los Lugares

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

- Contacto tonalitas foliadas-Complejo Duarte en La Privada

A este punto se accede desde Piedras Blancas, tomando la carretera que conduce a Rancho Arriba. Consta de dos paradas. La primera se localiza, nada más pasar las últimas casas de Las Privada, en el mismo cauce del río Maimón, donde hay un pequeño, pero buen afloramiento de tonalitas foliadas. En este afloramiento se observa bien la fábrica deformativa de carácter no coaxial que afecta a estas rocas y que está determinada por la presencia de porfiroclastos de feldespatos (plagioclasa) alargados y rodeados por estrechas bandas de minerales máficos, anfíboles y biotita, y también moscovita, todo ello configurando una geometría de tipo SC milonítica. A una escala un poco mayor, la misma deformación afecta a un xenolito de dimensiones decimétricas y composición ligeramente más máfica, el cual aparece también alargado y aplastado según la fábrica principal (Sp). Esta tiene una dirección N130 y un buzamiento de unos 80° al SO.

Un poco más adelante, donde se estrecha el camino, volvemos al cauce del río para observar las litologías del Complejo Duarte nada más pasar el contacto con las tonalitas foliadas. El afloramiento presenta unas anfíbolitas de grano fino en las que la fábrica de tipo milonítico, determinada por la orientación plano-linear de anfíboles, está fuertemente plegada mediante pliegues de escala mesoscópica y eje subhorizontal que indican movimientos sinestrales. En este punto llama la atención la presencia de algunas bandas de espesores métricos en las que se produce la superposición de fábricas retrógradas, en facies de los esquistos verdes, también de carácter milonítico.

De camino al siguiente punto, pasada la localidad de Los Plátanos, hay un buen afloramiento de anfíbolitas en el que, sobre los planos de la fábrica deformativa principal (Sp), se pueden observar distintas generaciones de anfíboles: los anfíboles

sincinemáticos que marcan la lineación de estiramiento mineral, y los tardí a post cinemáticos que crecen sobre los anteriores con direcciones aleatorias.

El interés de este punto es de tipo petrológico y estructural. Su utilización, científica y, en algún caso, quizá divulgativa, y su influencia, regional

- Sección Los Cacaos-La Yautía

Siguiendo por la misma carretera se llega a la bifurcación hacia La Yautía, desde donde la carretera a Rancho Arriba comienza una prolongada subida. En este punto se vuelve a ver el contacto de las tonalitas foliadas y las anfibolitas del Complejo Duarte. En este caso se trata de una banda de más de 300ms de anchura en la que se observa la progresiva disminución de los líquidos tonalíticos conforme nos vamos adentrando en el encajante. Dentro de la composición tonalítica dominante, se observan frecuentes xenolitos de composiciones ligeramente más básicas así como abundantes diques leucocráticos. Es preciso notar que las tonalitas foliadas, precisamente en estas zonas marginales, presentan términos menos deformados a incluso totalmente indeformados poniendo de manifiesto una historia intrusiva prolongada.

Al final de este tramo inicial, se llega a las anfibolitas del Complejo Duarte, con sus características habituales, aunque inmediatamente nos metemos en el contacto con los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía. Este contacto es muy neto y en seguida se aprecia el carácter bandeado de estas rocas formado por la alternancia centimétrica de acumulados de cristales máficos, esencialmente piroxenos, y acumulados félsicos en los que las plagioclasas son dominantes. Hay toda una gama composicional desde las composiciones enteramente máficas de piroxenitas, a las más félsicas, con porcentajes altos en plagioclasa. Este bandeo caracteriza los afloramientos iniciales de esta roca hasta que, a partir de un determinado momento, comienza a ser evidente la sobreimpresión de una fábrica deformativa con buzamiento al Este, que es tanto más penetrativa conforme nos movemos hacia el Oeste, es decir, a niveles estructuralmente más bajos.

Esta fábrica está relacionada con el cabalgamiento dúctil de La Yautía. Al principio se manifiesta en bandas aisladas con deformación cataclástica, pero conforme nos aproximamos al plano cabalgamiento, comienzan a ser dominantes las fábricas de tipo

dúctil en las que se observa la reducción mecánica del tamaño de grano de la roca original y el desarrollo planos SC de carácter milonítico. Son frecuentes los *pods* o bloques de roca original, de todos los tamaños y con formas de almendra, rotados y envueltos en la fábrica milonítica, así como los *boudins* , los planos EEC, los bloques rotados de tipo dominó, etc. Todos los criterios cinemáticos son realmente espectaculares e indican un movimiento del bloque de techo hacia el Oeste, concordantemente con la lineación mineral. El plano de cabalgamiento no es observable por falta de afloramiento pero unos metros más adelante, el margen oriental del cuerpo de tonalitas no foliadas presenta una banda de unos 10-20ms de espesor en la que es evidente una cierta fábrica deformativa producto del cabalgamiento. A medida que nos alejamos del supuesto plano de cabalgamiento se pone de manifiesto con toda claridad el carácter indeformado general de las tonalitas no foliadas.

Este L.I.G. es de interés petrológico y estructural; su utilidad científica y, quizá, en algún caso, didáctica; su ámbito de influencia es regional.

- Corte de La Estrechura

Desde el final del punto anterior todavía se pueden hacer algunas paradas puntuales para observar las litologías de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y del cuerpo principal de tonalitas no foliadas que forma el sustrato del valle de Rancho Arriba. Desde esta última localidad nos dirigimos hacia Los Quemados y desde allí, hasta el final del camino, en La Estrechura. A partir de este momento, hay que caminar por el cauce del río Nizao, si la altura de las aguas no lo impide, para hacer el corte de la Fm Tireo. El interés de este corte radica en la relativamente buena y continua exposición de la serie, hecho que no es habitual esta formación.

La serie tiene un buzamiento hacia el Este y comienza, inmediatamente al Oeste de otra intrusión de tonalitas no foliadas, por los términos volcanoclásticos masivos típicos de esta formación, los cuales están constituidos esencialmente por fragmentos vítricos y líticos de tamaño lapilli. Este tramo tiene un espesor superior a los 500m A partir del primer meandro del río, estratigráficamente por debajo de los términos masivos, comienzan a aparecer términos bien estratificados formados por una alternancia de niveles decimétricos de tobas, tobas lapilli, lapillis y brechas. Estos términos bien estratificados forman tramos continuos con espesores superiores a 100ms los cuales

alternan con tramos de igual espesor de los términos masivos. Las tobas se presentan finamente laminadas indicando un ambiente de depósito tranquilo. Las brechas, al igual que los términos más masivos están enteramente formadas por fragmentos vítricos y líticos de idéntica composición. Localmente, se pueden observar algunas intrusiones gabroides que es la primera vez que se citan en esta formación. En la parte más baja de la serie, ya en la Hoja de Sabana Quéliz y limitada en su base por un plano de cabalgamiento, llega a aflorar uno de los niveles de andesitas que en esta zona caracterizan a la Fm Tireo. Se trata de una intercalación, más de más de 100ms de espesor y tonos marrones por efecto de la alteración, de andesitas piroxénicas, parcialmente espilitizadas, que están compuestas por fenocristales de piroxenos y plagioclasa englobados por una matriz de tamaño de grano muy fino. Es frecuente observar tramos de autobrechas derivados de la propia fragmentación de la roca original. En conjunto, el espesor de la serie supera los 2.000m

Este punto tiene un interés estratigráfico y petrológico, una utilización científica y un ámbito de influencia regional.

8. BIBLIOGRAFÍA

- **BELLON, H., VILLA, J.M. y MERCIER DE LEPINAY, B (1985):** Chronologie K- Ar et affinités geoquimiques des manifestations magnétiques au crétacé et au paléogène dans l'île d'Hispaniola. En, *Geodynamique des Caraïbes*, Editions Technip.
- **BLESCH, R.R. (1966):** Mapa geológico preliminar. In: *Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana*, escala 1:250.000.
- **BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles);. Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral inédita. Université Pierre et Curie, Paris, 200 p
- **BOURDON, L(1985):** La Cordillère Orientale Dominicaine (Española,Grandes Antilles); Un arc insulaire Crétacé polystructure.Tesis Doctoral, Universidad Marie y Pierre Curie
- **BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.
- **BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America*, 98:11-84.
- **BOWIN, C. (1975):** The geology of Española, En: *The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (NAIM, A. y STEHLI, F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.
- **BROWN, G.C., THORPE, R.S., and WEBB, P.C. (1984):** The Geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources,. *Journal of the Geological Society of London*, 141, p 413-426.

- **CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974):** Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, p 173-74.
- **COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1997):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la Rep. Dom. Programa SYSMIN (7 ACP DO 074). Servicio Geológico Nacional.
- **CRIBB, T., W. (1986):** The petrology and geochemistry of eastern Loma de Cabrera batholith. M.S. thesis, The George Washington University. 122 p.
- **DENGO, G. y CASE, J.E. (Eds.) (1990):** *The Geology of North America, volume H, the Caribbean region*, Geological Society of America, Boulder, Colorado. 528 pp.
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984):** Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500p.
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN)(1999).** Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos geológicos
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) y BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.
- **DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds (1998):** *Active Strike-Slip and collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone.* Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica American, p174
- **DOLAN, J.F., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK C., SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991):** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Española and Puerto Rico. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y DAVID, J. W.(1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs,

En: *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, (DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds) *Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana*, p174

- **DONNELLY, T. W., BEETS, D., CARR, M. JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J., MAURY, R., SCHELLEKENS, H., SMITH, A., WADGE, G. y WESTERN CAMP, D. (1990):** History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: *The Caribbean Region, The Geology of North America* (DENG, G. y CASE, J. Eds). *Geol. Soc. America*. Boulder, Colorado, Vol. H, p339-374
- **DONOVAN, S.K. y JACKSON, T.A. (Eds) (1994):** *Caribbean Geology an Introduction*. The University of The West Indies Publishers Associations, Kinston, Jamaica, 289 pp.
- **DRAPER, G. y GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997):** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Española y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.
- **DRAPER, G., GUTIERREZ, G. y LEWIS J. F. (1995):** Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Española: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. *Transactions, 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, Trinidad Tobago*.
- **DRAPER G; GUTIERREZ, G y LEWIS, J. F. (1996):** Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): 1143-1146.
- **DRAPER G. y LEWIS J. (1982):** Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic, En: *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana, 1980* Amigo del Hogar Publishers, p 53-64
- **DRAPER G. y LEWIS J. (1989):** Petrology and structural development of the Duarte Complex, Central. Dom. Rep.: a preliminary account and some tectonic implications. *Transactions 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia*, 1983: 103-112.

- **DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991):** Metamorphics belts in Central Española. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **ESPAILLAT, J., BLOISE, G., MACVEIGH, J.G y LEWIS J.F. (1989):** Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. En: *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference* (LAURE, D.K. y DRAPER, G. Eds.)
- **FEIGENSON, M. (1978):** Petrology and strontium isotope geochemistry of the loma Cabrera batholith, Dominican Republic. *MSc Thesis*. George Washington University
- **FREY, M., DE CAPITANI, C. y LIU, JG (1991):** A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. Metamorphic Geol.*, 9: 497-509.
- **HALDEMANN, E.G., BROUWER, S.B., BLOWES, J.H., y SNOW, W.E. (1980):** Field Trip C: Lateritic nickel deposits at Bonao Falconbridge Dominicana C. En *Field Guide Dominican Republic*. 9th Caribbean Geological Conference 1980, 69:80 pp.
- **HARMS, F.J. (1988):** Tabellen zu geochemischen, mineralogische, petrographischen, und biostratigraphischen Untersuchungen auf dem Blatt 5972 San Juan der Geologischen Karte der Dominikanischen Republik: scale 1:100,000.
- **HEUBECK, C. y MANN, P. (1991):** Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.). *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **INYPESA (1985):** Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo. (Inédito).
- **JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) (1984):** Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokio, 22p.

- **JIMENEZ, J. y LEWIS, J. F. (1987):** Petrologia del area de Restauracion, Republica Dominicana. Transactions 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983, p. 445-453.

- **KERR A. C. , ANDREW C.y TARNEY, J. (1996):**The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau.En : *AUG Monography on Large Igneus Provinces*, (MAHONY, J.J. y COFIN, M. Eds.)

- **KERR A.C., TARNEY, J., MARRINER, J.G., NIVIA, A. y SAUNDERS, A.D. (1997):**The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En : *Large Igneus Provinces*, (MAHONY, J.J. y COFIN, M. Eds.) AUG Monographi

- **KERR, A.C., TARNEY, J., NIVIA, A., MARRINER, G.F.y SAUNDERS, A.D. (1998):** The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Columbia and the Caribbean. *Tectonophysics*, v 292, p.173-188.

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

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

- **KESLER , S.E., SUTTER, J.F., JONES, L.M. y WALKER, R.L. (1977a):** Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5:245-247.

- **KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. y FONDEUR, L. (1991b):** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **KESLER, S.E., SUTTER, J.F., BARTON, J.M. y SPECK, R.C. (1991c):** Age of Intrusive Rocks in Northern Española. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **KOSCHMANN, A.H. y GORDON, M. (1950)** Geology and mineral resources of the Maimon Hatillo District, Dominican Republic. *US Geological Survey Bulletin*, N° 964

- **KRETZ, R., (1983):** Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

- **KROGH, T.E., (1982):**, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.

- **LAPIERRE, H., DUPUIS V- LEPINAY, B.M., TARDY, M. RUIZ J; MAURY, R.C. HERNANDEZ y J. LOUBET M. (1997):** Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *The Journal of Geology*, 1997, Vol. 105. Pag. 111-120.

- **LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LÉPINAY, B., BOSCH, D., MONIÉ, P., TARDY, M., MAURY, R.C., (1999):**. Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: *J. Geology* 107, p.193-207.

- **LEBRON, M. C. y PERFIT, M.R. (1993):** Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc.: *Journal of Geology*. V. 101. P. 389-396.

- **LEBRON, M.C. y PERFIT, M. R. (1994):** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, D.R.: *Tectonophysics*, V. 229. P. 69-100.

- **LEWIS, J. F. (1982 a):** Granitoid Rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980*: Amigo del Hogar Publishers 403-408.

- **LEWIS, J. F. (1982 b):** Ultrabasic and associated rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980:* Amigo del Hogar Publishers, p 403-408.

- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMENEZ G., J.G. y DOMINGUEZ, H.D. (1991):** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1990)** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En : *The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region:* (Dengo, G. y Case, J.E. Eds). *Geological Society of America*, , Colorado: 77-140

- **LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1995):** Amphibolites and associated rocks of the Rio Verde Complex in the Median Belt, central Española: their petrologic, structural and tectonic significance in the emplacement of the Loma Caribe peridotite. *Programme and Abstracts, 3rd Conference of the Geological Society and Trinidad & Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, 1995:* 46

- **LEWIS, J.F., HAMES, W.E.y DRAPER, G., (1999).** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: A Discussion. *J. Geology* 107

- **LEWIS, J.F. y JIMENEZ G., J.G. (1991):** Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LLINAS, R.A. y RODRIGUEZ-TORRES, R. (1980):** Sección geológica: Rancho Arriba – Piedra Blanca – Hatillo, Cordillera Central: República Dominicana.

- **LISTER, G.S. y DORNSIEPEN, U.F., (1982):** Fabric transitions in the Saxony Granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4: 81-92.

- **LISTER, GS y SNOKE, A.W. (1984):** S-C Mylonites. *J Struct Geol* 6:617-638

- **LUDWIG, K.R., (1980):** Calculation of uncertainties of U-Pb isotopic data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 212-220.

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

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

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

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

- **MANN,P., TAYLOR,F.W., EDWARDS, R. L. Y KU,T.L. (1995):** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*,V. 246, p1-69

- **MATTHEWS, J.E. y HOLCOMBE, T.L. (1976):** Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. In: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministere de l'Industrie et la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, 235-242.

- **MATTSON, P.H. (1979):**Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *Journal of Geology*. Vol. 87. P. 293-304.

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

- **MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, 378 p. (Inédito).
- **MESNIER, H.P. (1980):** Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 55p. (Inédito).
- **MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A. y PINDELL, J.L. (1994):** A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: *GSA Today*, 1(1): 1-6
- **MORTENSEN, J.K., GHOSH, D., y FERRI, F., (1995):** U-Pb age constraints of intrusive rocks associated with Copper-Gold porphyry deposits in the Canadian Cordillera, En, *Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America* (SCHROETER, T.G., Ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 46.
- **PALMER, H.C. (1963):** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton
- **PALMER, H.C. (1979):** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: *Tectonic focal point of the north Caribbean; Española* (B. LIDZ y F. NAGLE Eds). Miami Geol. Soc., 29-68 pp.
- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocan Basins and Margins*, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.
- **PARRISH, R., RODDICK, J.C., LOVERIDGE, W.D. y SULLIVAN, R.W. (1987).** Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada, En: *Radiogenic age and isotopic studies, Report 1: Geological Survey of Canada*. Paper 87-2, p. 3-7.
- **PASSCHIER, C.J. y TROUW, H. (1996).** *Microtectonics*. Springer Verlag. Heidelberg, 235 pp.
- **PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En: *Andesites*, (THORPE R.S. Ed.) John Wiley and Sons, p 525-548.

- **PEARCE, J.A. y 7 OTROS (1992):** Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. En: *Proc. ODP, Sci Results, 125 College Station, TX* (FRYER, PIERCE, J.A., STOCKING, L.B. et al. Eds). Ocean Drilling Program, p.623-659.

- **PINDELL, J.L. (1994):** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, p. 13-39.

- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region* (DENGO, G. y CASE, J.E, Eds.), *Geological Society of America*. Boulder, Colorado. 404-432.

- **PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M (1980)** Extensional structures in anisotropic rocks. *J Struct Geol* 2:397-410

- **RODDICK, J.C. (1987):** Generalized numerical error analysis with application to geochronology and thermodynamics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2129-2135.

- **ROSENCRANTZ, E., ROSS, M. I., y SCLATER, J.G., (1988),** Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2141-2157.

- **RUSSELL, N. y KESLER, S.E. (1991):** Geology of the Maar-Diatreme Complex Hosting Precious Metal Mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **SINTON, C.W., DUNCAN, R. A., STOREY, M. LEWIS, J. y ESTRADA, J.J.(1998):** An oceanic flood basalt province within the Caribbeanplate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p221-235

- **SPEAR, F.S. (1993).** Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Min. Soc. of America. Monograph.* Washington, D.C., 799 pp.

- **STACEY, J.S. Y KRAMER, J.D.(1975).** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.

- **STEIGER, R.H. Y JÄGER, E. (1977).** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.

- **TCHALENCO, J. S. (1968):** The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics* 6, 159-74

- **THEYER, P., (1983):** An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94:1438-1441.

- **WHITE, A. J. R., (1979):** Sources of granite magmas, Abstr. with programs, *Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. meeting*, p. 539.